

# Földtani Közlöny

132/különszám A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata

BULLETIN OF THE HUNGARIAN GEOLOGICAL SOCIETY



Budapest, 2002

# Földtani Közlöny

A Magyarhoni Földtani Társulat  
folyóirata

Bulletin of the Hungarian Geological  
Society

Vol. 132. különszám

Budapest  
ISSN 0015-542X

## Felelős kiadó

BREZSNYÁNSZKY Károly  
A Magyarhoni Földtani Társulat elnöke

## Főszerkesztő

CSÁSZÁR Géza

## Technikai szerkesztők

PIROS Olga  
KRIVÁNNÉ HORVÁTH Ágnes  
Nyelvi lektor: Philip RAWLINSON

## Editor-in-charge

Károly BREZSNYÁNSZKY  
President of the Hungarian Geological Society

## Editor-in-chief

Géza CSÁSZÁR

## Technical editors

Olga PIROS  
Ágnes KRIVÁN-HORVÁTH  
Language editor: Philip RAWLINSON

## Szerkesztőbizottság

Elnök: BREZSNYÁNSZKY Károly  
ÁRKAI Péter, CSERNY Tibor, FODOR László,  
GRESCHIK Gyula, JOCHÁNÉ EDELENYI Emőke,  
KÁZMÉR Miklós, KECSKEMÉTI Tibor,  
MINDSZENTY Andrea, NÉMEDI VARGA Zoltán,  
PAPP Péter, RADÓCZ Gyula, VICZIÁN István,  
VÖRÖS Attila

## Editorial board

Chairman: Károly BREZSNYÁNSZKY  
Péter ÁRKAI, Tibor CSERNY, László FODOR,  
Gyula GRESCHIK, Emőke JOCHA-EDELENYI,  
Miklós KÁZMÉR, Tibor KECSKEMÉTI,  
Andrea MINDSZENTY, Zoltán NÉMEDI VARGA,  
Péter PAPP, Gyula RADÓCZ, István VICZIÁN,  
Attila VÖRÖS

## E szám lektorai:

BADA Gábor, BAJZÁTH Judit, BAKACSI Zsófia, CHIKÁN  
Géza, CSERNY Tibor, DEMÉNY Attila, FODOR László,  
FÜKÖH Levente, GÁBRIS Gyula, HORVÁTH Erzsébet,  
HORVÁTH Zoltán, HUM László, JÁMBOR Áron,  
JÁRAINÉ KOMLÓDI Magdolna, KERÉK Barbara,  
KORDOS László, KROLOPP Endre, KUBOVICS Imre,  
LEÉL ÖSSY Szabolcs, LIEBE Pál, MARI László,  
MÉSZÁROS Lukács, MINDSZENTY Andrea, NÁDOR  
Annamária, NAGY Balázs, PÉCSI Márton, RUDNER  
Edina, SCHWEITZER Ferenc, SÜMEGI Pál, STEFANOVITS  
Pál, SZENDREI Géza, T. BIRÓ Katalin, TURCZI Gábor,  
VICZIÁN István, VÖRÖS István

## Reviewers of this issue

Gábor BADA, Judit BAJZÁTH, Zsófia BAKACSI, Géza  
CHIKÁN, Tibor CSERNY, Attila DEMÉNY, László  
FODOR, Levente FÜKÖH, Gyula GÁBRIS, Erzsébet  
HORVÁTH, Zoltán HORVÁTH, László HUM, Áron  
JÁMBOR, MAGDOLNA JÁRAI-KOMLÓDI, Barbara KERÉK,  
László KORDOS, Endre KROLOPP, Imre KUBOVICS,  
Szabolcs LEÉL ÖSSY, Pál LIEBE, László MARI, Lukács  
MÉSZÁROS, ANDREA MINDSZENTY, Annamária  
NÁDOR, Balázs NAGY, Márton PÉCSI Márton, Edina  
RUDNER, Ferenc SCHWEITZER, Pál SÜMEGI, Pál  
STEFANOVITS, Géza SZENDREI, Katalin T. BIRÓ, Gábor  
TURCZI, István VICZIÁN, István VÖRÖS

A kéziratokat az alábbi címre kérjük  
küldeni

PIROS Olga, 1442 Budapest, Pf. 106.

Manuscripts to be sent to

Olga PIROS, 1442 Budapest, P. O. box 106.

Földtani Közlöny is abstracted and indexed in GeoRef (Washington) Pascal Folio (Orleans)  
Zentralblatt für Paläontologie (Stuttgart), Referativny Zhurnal (Moscow) and Geológiai és  
Geofizikai Szakirodalmi Tájékoztató (Budapest)



# Földtani Közlöny

132/különszám A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata

**BULLETIN OF THE HUNGARIAN GEOLOGICAL SOCIETY**

## A FÖLDTÖRTÉNETI KÖZELMÚLT KÖRNYEZETVÁLTOZÁSAI A PANNON-MEDENCÉBEN

Fejezetek a hazai negyedidőszak-kutatás legújabb eredményeiből

Támogatóink: Oktatási Minisztérium, Környezetvédelmi Minisztérium  
Környezetvédelmi Alap Céllelőirányzata, OTKA

Budapest, 2002



## Előszó

A negyedidőszaki képződmények kutatása napjainkban mind hazai, mind nemzetközi viszonylatban felértékelődött. A jelen – és részben a jövő – környezetváltozásai, elsősorban a klíma megváltozása, korunk legégetőbb kérdései közé tartoznak. E változások okainak minél részletesebb feltárásában és esetleges előrejelzésükben a földtudományokra kiemelt feladatok hárulnak. Környezetünk jelenleg is zajló változásait legjobban a földtörténeti múltban már végbement hasonló változások elemzése révén érthetjük meg, s ezek szolgáltathatnak alapot ahhoz is, hogy a jövőben várhatóan bekövetkező eseményeket s azok hatását modellezhessük. Közismert, hogy a földtörténeti közelmúltban, a negyedidőszakban, több olyan változás zajlott le, melyek során a Föld klímája a mainál jóval hidegebb és melegebb szélső értékek között ingadozott. Bár e változások részleteiről a földtudományok számos globális információval rendelkeznek, az egy-egy konkrét részterületet jellemző adatok begyűjtése és értékelése folyton ismétlődő feladatokat ró a témával foglalkozó kutatókra. Az újabb és újabb hipotézisek, s az azok tesztelésére kidolgozott módszerek az ismereteknek újabb és újabb tárházait nyithatják meg, ezáltal szükségessé téve a korábbi hipotézisek alapján felállított modellek revízióját.

A Pannon-medence negyedidőszaki eseményeiről BRONGER 1969-es monográfiája óta számos kitűnő, elsősorban a felső-pleisztocénre koncentráló, összefoglaló tanulmány látott napvilágot (pl. PÉCSI 1987, SCHEUER & SCHWEITZER 1988, PÉCSI et al. 1987, FRENZEL et al. 1992, PÉCSI 1993, FÜKÖH, KROLOPP & SÜMEGI 1995, WILLIS et al. 1995). A negyedidőszak kutatását segítő részdiszciplínák (tektonika, geodinamika, radiometrikus kormeghatározás, sztratigráfia, az archeo- és paleomagnesség kutatása, szedimentológia, paleoecológia stb.) legújabb eredményei azonban ezek ellenére is revíziót sürgetnek.

Ezt felismerve rendezte meg 2000. március 29-én a Magyarhoni Földtani Társulat, a Magyar Tudományos Akadémia, a Magyar Állami Földtani Intézet és az Eötvös Loránd Tudományegyetem Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszéke az INQUA Magyar Nemzeti Bizottsága közreműködésével a „Negyedidőszak-kutatás és az ahhoz kapcsolódó kérdések” c. ankétot, a MÁFI dísztermében. A rendezvény a negyedidőszak kutatás legújabb hazai eredményeinek áttekintésére kínált fórumot, remélve, hogy ezáltal elősegítheti az új ismeretek fényében kialakítandó újabb munkahipotézisek megszületését, az eddiginél szorosabb, új munkakapcsolatok kialakítását.

A 95 résztvevővel megtartott ankét után felmerült az igény, hogy a fontosabb előadások, illetve a bemutatott poszterek anyaga kiadvány formájában jelenjék meg. Az ország legkülönbözőbb kutatóintézeteiből, egyetemeiről és múzeumaiból a szervező bizottsághoz 28 db földtani, geomorfológiai, geofizikai, talajtani, őslénytani, ősrégészeti témájú kézirat érkezett, melyeknek tartalma – bár korántsem egyensúlyosan – az ankét témaköreit és a hazai negyedidőszak-kutatás napjainkban kurrensnek mondható célkitűzéseit többé-kevésbé híven körözi. A földtan, őség-hajlattan, földrajz, talajtan-agrogeológia, őslénytan, a környezetváltozás integrált kutatása, a környezetváltozás vizsgálata régészeti

módszerekkel és a környezetváltozások nyomai barlangi üledékekben témakörökhöz tartozó cikkek a medenceperemi és a medencebeli földtani események és a környezeti változások értelmezéséhez valamint a képződmények rétegtani besorolásához szolgáltatnak hasznos adatokat.

Bár az anyag sokfélesége folytán a cikkgyűjtemény mind tematikáját, mind az egyes cikkek megközelítési módját tekintve, szükségképpen eklektikusnak tűnhet, úgy gondoltuk, hogy ebben a majdani új szintézis kialakításához vezető, első lépésben, a teljesség érdekében nem változtatunk az egyenlőtlenségeken. Legyen ez a kötet pillanatfelvétel, amely a hazai negyedidőszak-kutatás 2000. március 29-i állásáról tájékoztat. Aránytalanságai, esetleges hiányosságai formai és tartalmi tekintetben egyaránt, szolgáljanak tanulságul és serkentsék munkára azt, aki a kiadványt azért forgatja, hogy a kötetben fellelhető adatokat vizsgálataival kiegészítve továbbhaladjon, akár az ankét résztvevői által kijelölt úton, akár azoktól merőben eltérő új ösvényeken.

Ehhez kívánnak jó szerencsét az ankét szervezői és a kötet szerkesztésében közreműködők

HORVÁTH Zoltán, KROLOPP Endre, MINDSZENTY Andrea

#### Köszönetnyilvánítás

Az ankét megrendezésében nyújtott segítségéért BREZSNYÁNSZKY Károlyt, a kiadvány útjának egyengetéséért ZIMMERMANN Katalint és SIMON Editet, a szerkesztés és sajtó alá rendezés hálátlan feladatának ellátásáért PIROS Olgát és HORVÁTH Ágneszt illeti kiemelt köszönet. Ezúton mondunk továbbá köszönetet mindazoknak, akik közreműködésükkel segítették munkánkat. A kiadvány megjelentetéséhez a pénzügyi háttérrel az Oktatási Minisztérium, a Környezetvédelmi Minisztérium Környezetvédelmi Alap Célelőirányzata és az OTKA biztosította.

## Negyedidőszak végi ökoszisztémái változások a Kárpát-medencében térben és időben

*Late Quaternary environmental changes in the Carpathian Basin  
in space and time*

SÜMEGI Pál<sup>1</sup> – KROLOPP Endre<sup>2</sup> – RUDNER Edina<sup>3</sup>

(8 ábra)

*Tárgyszavak: negyedidőszak, ökoszisztéma, ősföldrajz, Kárpát-medence*  
*Keywords: Quaternary, palaeoenvironment, biogeography, Carpathian Basin*

### Abstract

Our data show that the extremely mosaic-like pattern of the environment of the Carpathian Basin was already developed at the end of the Quaternary. This special character of the macro-, meso- and micro mosaic-like pattern can basically determined the opportunity of spreading of the flora and fauna.

The Quaternary malacology and the antracotomy data can reflect the development of the different time-scale palaeoenvironmental changes (palaeoclimatology) and undulating moving of some palaeoenvironmental units in the Carpathian Basin and show the forming of two different palaeoenvironmental refugium area (Carpathicum and Illyricum). The Quaternary malacology data can indicate that both of refugium areas consist of little relict patterns.

These, locally just some 100 m<sup>2</sup> extensive patches of relict could develop first at the meeting of the mountainous area and the Carpathian Basin internal area, where there were better conditions on the microclimatical slope and wet flood plain.

Around the forest refugium due to the environmental mosaic distinguished areas developed in patches, strips along the river where these forest elements could only have emerged during the right climatic period around the forest refugium.

Consequence of the environmental mosaic we know areas where because of the local factors the forest vegetation wasn't able to develop even in the good climatic condition. In these areas we can find the alkaline and steppe areas, dated back to the Pleistocene. The cores, also examined by radiocarbon analysis prove that this mosaic structure existed during the Holocene and it started to change and destroy with the appearance of the producing economy, Neolitization process of the area – in other words – by the effect of the human communities.

### Összefoglalás

Adataink azt bizonyítják, hogy a Kárpát-medence rendkívüli, ma is megfigyelhető környezeti mozaikossága már a negyedidőszak végén kialakult. Ez a térbeli kifejlődésű, makro-, mezo- és mikroszintű mozaikosság alapvetően meghatározta az élőlények elterjedésének lehetőségét.

A kvartermalakológiai és az antraktómiai adatok különböző időléptékű ökoszisztémái (köztük őshőmérsékleti) változások kialakulását és az egyes ökoszisztémái egységek hullámzó mozgását tükrözik vissza a Kárpát-medencében, és két eltérő ökoszisztémái refugium terület (Carpathicum és Illyricum) létrejöttét mutatják. A kvartermalakológiai adatok azt jelzik, hogy mindkét refugium terület apró reliktumok foltjaiból áll. Ezek a helyenként csak néhány 100 m<sup>2</sup> kiterjedésű reliktum foltok elsősorban a hegységi zóna és a Kárpát-medence belső területeinek találkozásánál, a kedvezőbb mikroklimájú lejtők és a nedves árterek érintkezésénél fejlődhettek ki. Az erdőrefugiumok körül, a környezeti mozaikosság következtében sávokban, foltokban kiterjedő, a folyók mentén hosszan

<sup>1</sup> Szegedi Egyetem Földtani és Őslénytani Tanszék, 6722 Szeged, Egyetem u. 2–6.

<sup>2</sup> MAFI, 1143 Budapest, Stefánia út 14.

<sup>3</sup> MTA Földrajztudományi Kutató Intézet, Budapest, Budaörsi út 43–45.

elnyúló, olyan szétaggalt áréak alakultak ki, ahol ezek az erdei elemek csak a számukra kedvező éghajlati periódusokban jelenhettek meg.

A környezeti mozaikosság következményeként ismeretesek olyan területek is, ahol a helyi tényezők miatt a makroszinten jelentkező kedvező éghajlati hatásra sem alakult ki erdei növényzet. Ezekben a területeken találhatjuk meg a pleisztocénbe visszanyúló szikeseinket és sztyepp-területeinket. A radiokarbon elemzéssel is vizsgált szelvények azt bizonyítják, hogy ez a mozaikosság a holocén során is fennállt és átalakulása, fokozatos megsemmisülése a termelő gazdálkodás kialakulásával, a terület „neolitizációjával”, tehát emberi közösségek hatásával vette kezdetét.

## Bevezetés

A 20. század természettudományi kutatásai különböző vizsgálati módszerekkel bizonyították a többszöri eljegesedés tényét, így a poliglacialista felfogás uralkodó elmélet lett a negyedidőszaki kutatásokban.

Annak ellenére, hogy a magyarországi negyedidőszaki képződmények tudományos vizsgálata már a 19. század második felében, a hazai pleisztocén képződmények földtani térképezésével és az agrogeológiai kutatásokkal megindult, a poliglacialista szemlélet csak jóval később hódított teret. Az első poliglacialista gondolatokat MURÁNYI közölte (1922–25), aki a Vác környéki löszök Mollusca-faunájának változásai alapján a löszperióduson belül bekövetkezett klímaváltozásról írt, és azt az eljegesedés változásaival kapcsolta össze. Sajnos korának monoglacialista szemlélete miatt nem értékelték megállapításainak jelentőségét, annak ellenére, hogy korábban már KORMOS (1910) is felismerte a negyedidőszakon belüli éghajlatingadozásokat a magyarországi Mollusca-fauna változásai alapján. SCHERF (1928) volt az első, aki a klímaviszonyokra vonatkozó részletes feldolgozást készített Magyarország területén és megállapította, hogy az eredmények a poliglacializmus keretébe jól beilleszthetők.

SCHERF alapvető munkáját követően a poliglacialista szemlélet fokozatosan tért hódított Magyarországon is, és az 1940-es évektől kezdődően ez lett az uralkodó tudományos modellezési alap a negyedidőszaki geológiai és őslénytani kutatások területén.

A második világháború után a negyedidőszaki képződmények vizsgálata során kibontakozó finomrétegtani szemlélet és a tömeges gyűjtéstechnika alkalmazásával kapott eredmények hatására nézeteink alapvetően átalakultak. A negyedidőszaki eljegesedések és ciklikus ismétlődésük elemzésében pedig döntő fordulatot a mélytengeri kutatófúrásokból származó foraminifera héjak oxigén izotópos (EMILIANI 1955) és őseghajlati (ERICSON et al. 1956) vizsgálatai jelentettek. Így a tengeri egysejtűek mészváza oxigénizotóp arányváltozásai alapján nyomon lehetett követni a negyedidőszaki ciklikus környezeti változásokat.

## Alkalmazott módszerek

A negyedidőszaki öskörnyezeti változások rekonstruálására rendelkezésünkre álltak a már korábban vizsgált löszrétegsorok adatai (Hajdúság, Tokaj környéke: SÜMEGI 1989, 1996; Szeged-Óthalom: KROLOPP et al. 1995; Madaras: KROLOPP 1989; Katymár: MOLNÁR & GEIGER 1981 stb.). A pleisztocén végén, holocén kezdetén kialakult üledékgyűjtő medencék szelvényeinek vizsgálata pedig a pleisztocén–



holocén átmenet és a holocén környezetfejlődés modellezését tette lehetővé (Sárrét: FÜKÖH & KROLOPP 1983; Kis- és Nagy-Mohos: WILLIS et al. 1997, 1998; MAGYARI et al. 1999; SÜMEGI 1998).

Vizsgálatainkat újabb módszerek alkalmazásával egészítettük ki.

A korábbi gyakorlatnak megfelelően (KROLOPP 1995) begyűjtött malakológiai anyag feldolgozásánál a Magyarországon kifejlesztett, nemzetközi viszonylatban is új őségajlati elemző módszert, az ún. „malakohőmérő módszert” (SÜMEGI 1989, 1996) is alkalmaztuk. Ennek a módszernek felhasználásával a napjainkban különböző magassági övekben és eltérő éghajlati területeken elterjedt csigafajok negyedidőszaki rétegekben kimutatott aránya alapján lehet az egykori tényezőidőszak és a júliusi átlaghőmérsékleti viszonyokat rekonstruálni.

A löszfeltárások és a tavi-mocsári üledékgyűjtő medencék fúrásmintáiból előkerült faszénmaradványok antrakotómiai vizsgálata (RUDNER E.) a makrovegetáció rekonstruálásához adott fontos adatokat. Ugyancsak a felső-pleisztocén-holocén üledékgyűjtők pollengazdag rétegsora környezetük vegetációs változásainak nyomonkövetését tette lehetővé.

A löszrétegsorok paleoökológiai rekonstruálásához a karbonátokon mért oxigénizotóp-arány változások elemzését is felhasználtuk. Ennek elvi alapját az adja, hogy a löszös rétegek és a fosszilis talajok ismétlődését az éghajlat ciklikus változásaival magyarázzák (PÉCSI 1991). A löszszelvényekben kimutatható litológiai, ökoszisztémái ciklicitást először KUKLA (1977, 1987), majd LIU (1985, 1987) hasonlított össze a mélytengeri fúrások izotóp összetételének változásaival. Munkájukban több szelvény összehasonlításával, a lösz és az eltemetett talajok értékelésével, kiegészítve a kvartermalakológiai adatokkal (KUKLA & LOJTEK 1961), az elmúlt 2 millió évre visszanyúló éghajlati változások rajzolódottak ki. Löszös üledékekből származó karbonátos szemcsék izotóp-arány változásait először MANZE és munkatársai (MANZE et al. 1974) foglalták össze. Munkájuk alapján a löszök és fosszilis talajrétegek karbonátos konkrécióinak izotóp-arány eltolódása függ az egykori csapadékvíz izotóp összetételétől, a réteg kialakulásakor ott élő talajlakó élőlények aktivitási szintjétől, az életműködésük során keletkezett CO<sub>2</sub> gáz mennyiségétől és a biogén CO<sub>2</sub>-nak a diagenézis során az üledék karbonátba épülésétől.

A paleoökológiai rekonstrukció alapjául szolgáló rétegsorok mintáiból lehetőség szerint <sup>14</sup>C korhatározásokat végeztettünk (Atomki: HERTELENDI E.). A kapott koradatok nemcsak a szelvények egyes szakaszainak besorolását teszik lehetővé, hanem a lelőhelyek párhuzamosítása útján a környezetváltozások regionális érvényességét is rögzítik.

A régebbi és újabb adatsorok értékelésével lehetővé vált a késő-pleisztocén löszképződés és tavi-mocsári üledékképződés környezeti tényezőinek új szempontok szerint történő értékelése, és a Kárpát-medence negyedidőszak végi paleoökológiai változásainak megajzolása térben és időben.

## A magyarországi löszök képződésének klíma- és ökosztratigráfiai elemzése

A magyarországi pleisztocén képződmények legelterjedtebb és legbehatóbban kutatott fajtája a lösz. Száraz- és nedves térszíni löszeink keletkezési körülményeinek rekonstruálásához az utóbbi években elsősorban a malakológiai vizsgálatok adatait használtuk fel (KROLOPP & SÜMEGI 1992, 1995; KROLOPP et al. 1995; SÜMEGI et al. 1998b). A löszök és paleotalajok izotópos vizsgálatától a klimatikus tényezők pontosabb megismerését vártuk. Feltételeztük, hogy a két vizsgálati típus adatainak összevetése a rekonstrukció realitását segíti elő.

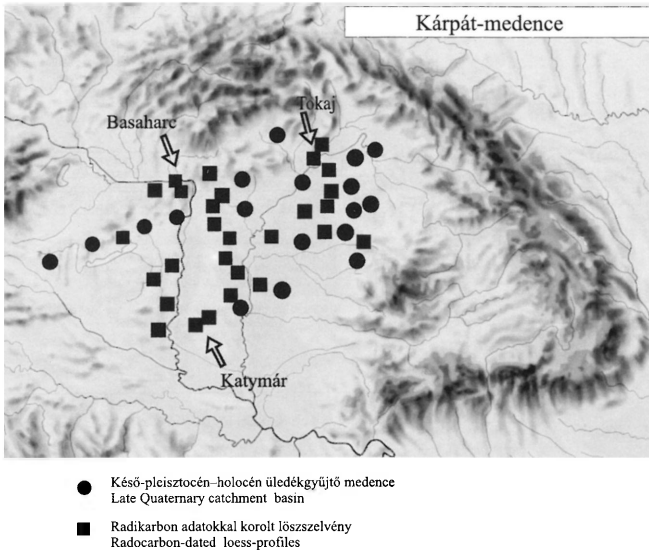
Magyarországi löszös képződményekből az első  $\delta^{13}\text{C}$  és  $\delta^{18}\text{O}$  izotópos adatokat BRUNNACKER et al. (1980) közölték a süttői édesvízi mészkőbánya hasadékitöltésének riss, riss-würm és würm korú rétegeiből.

Hasonló korú löszös rétegek izotóp geokémiai vizsgálatát végeztük el a basaharci téglagyári szelvény (PÉCSI 1995) esetében (1. ábra), ahol 25 cm-enként gyűjtöttünk mintákat, és a Mollusca-fauna kiiszapolása során szeparáltunk üledékkarbonát szemcséket. Mintavételünk szinkronban történt a basaharci téglagyári szelvényen végzett TL és IRSL elemzésekkel (FRENCHEN et al. 1997), így mintegy 200 ezer évig tudtuk vizsgálni az izotóparány változásokat, bár 90 ezer és 30 ezer évek között jelentős, mintegy 60 ezer évre tehető eróziós diszkordancia alakult ki a vizsgált szelvényben (FRENCHEN et al. 1997). A basaharci középső- és felső-pleisztocén rétegek izotóp értékei rendkívül hasonló,  $-9,0$  és  $-6,5\%$  körüli értékeket mutatnak (2. ábra), bár a középső-pleisztocén értékek mindig jelentősebb eltolódással jelentkeznek, mint a felső-würm lösz-karbonátokon mért adatok. A középső-pleisztocén és a késő-würm során is jelentős diagenetikus hatás, a porfelhalmozódást követő erőteljesebb mállás következett be, és a riss lösz esetében posztgenetikus, utólagos karbonát átrendeződéssel, átalakulással – oldódással és kicsapódással – is számolnunk kell. Az izotóp-eltolódási értékekben kimutatható trendek jó egyezést mutatnak a süttői szelvény hasonló korú szakaszaival.

Az izotóp – különösen az oxigénizotóp – eltolódási értékek és a legújabb kvartermalakológiai (SÜMEGI 1991, 1995) és geokronológiai (PÉCSI 1991; FRENCHEN et al. 1997) adatok alapján az erdei faunaelemeket (*Discus rotundatus*, *Cochlodina laminata*, *Trichia unidentata*) tartalmazó, riss-würm interglaciális korúnak tartott fosszilis talaj, valamint az aránylag enyhébb klímát jelző fajokkal jellemezhető, a késő- és középső-würm határán (az interpleniglaciálisban) kialakult fosszilis talaj egyértelműen elkülönül a hidegkedvelő fajokat tartalmazó würm és a biosztratigráfiai adattal (*Neostyriaca corynodes*: KROLOPP 1994) besorolt riss korú löszös képződményektől (2. ábra).

Ezek az adatok azt jelzik, hogy a löszös képződményeken mért  $\delta^{13}\text{C}$  és  $\delta^{18}\text{O}$  izotóp-eltolódási értékek jól felhasználhatók a negyedidőszaki makrociklusok (a glaciális és interglaciális változások) modellezésére és hasonló ciklikus változásokat mutatnak, mint a Mollusca-fauna.

Az izotóp-eltolódási értékek a jégtakaróban fordított trendet mutatnak a szárazföldi löszök karbonátjaiból nyert adatokhoz képest. Ennek oka az, hogy a globális felmelegedések idején a jégtakaróban a lehűlések során „csapdázódott” jelentős mennyiségű  $\delta^{18}\text{O}$ -izotóp felszabadul (DANSGAARD 1953; DANSGAARD & TAUBER 1969). A felszabadult  $\delta^{18}\text{O}$ -izotóp mennyisége pedig a csapadékba (hó,



1. ábra. A publikációban használt radiokarbon koradatokkal datált paleoökológiai szelvények helye

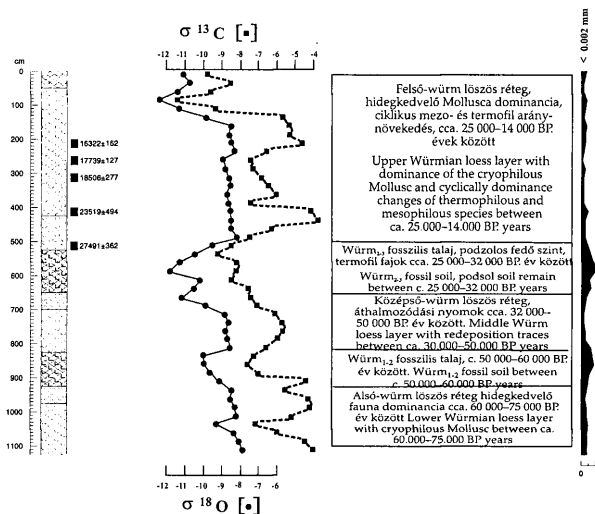
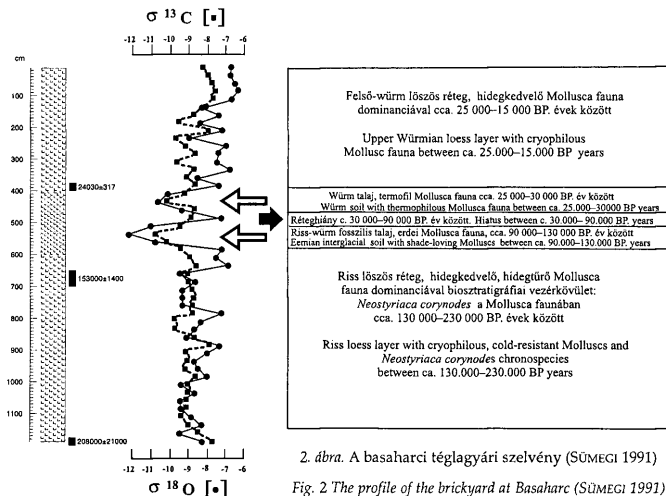
Fig. 1 Location map of the radiocarbon-dated palaeoecological profiles used for this paper

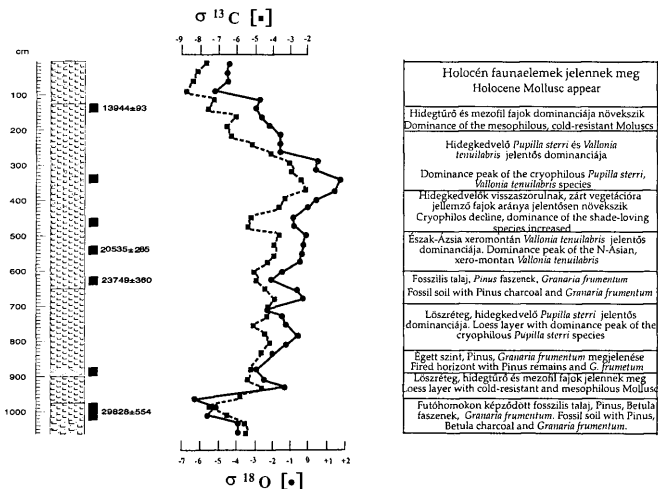
eső) beépülve a szárazföldi területekre is eljut, így a felmelegedések során a szárazföldi rendszerek – szemben a jégtakaróval –  $^{18}\text{O}$ -izotópban dúsulnak.

A basaharci rétegsor mellett izotóp geokémiai szempontból vizsgáltuk a tokaji Patkó-bányában feltárt würm korú löszös szelvényt is. Az izotóp-eltolódási értékek itt is jól mutatják a recens és fosszilis talaj, illetve a löszös rétegek elkülönülését (3. ábra). Ugyanakkor az egyes minták értékei azt is jelzik, hogy a löszréteg kialakulását követően a karbonátos rendszerek csak kisebb átalakulást szenvedtek. A posztgenetikus diagenezis hatása tehát kevésbé volt jelentős, mint a riss löszök esetében. A Mollusca-fauna alapján egyértelműen a hidegebb, szárazabb éghajlati szakaszok idején felhalmozódott löszök esetében mértük a legkisebb izotóp-eltolódási értékeket (SÜMEGI 1996).

A riss és a würm glaciális/interglaciális makrociklusok és a würm glaciálison belül kialakult stadiális/interstadiális szakaszok kimutatása mellett a würm glaciális végén, a késő-würm során kialakult löszök izotóp geokémiai vizsgálatát, a rövid idejű (500–3000 év időtartamú) mikrociklusok elemzését is elkezdtük (SÜMEGI & KROLOPP 1995).

A katymári téglavető szelvényében feltárt fosszilis talajok, valamint a löszös minták karbonátjainak izotóparány eltolódása azt mutatja, hogy az interstadiális





4. ábra. A katymári téglavető szelvénye (SÜMEGI 1998)

Fig. 4 The loess-profile of brickyard at Katymár (SÜMEGI 1998)

során (32–26 ezer év között) kialakult fosszilis talaj mintái egyértelműen elkülönülnek a löszös mintáktól. Ugyanakkor a felső-würm Mollusca-fauna alapján rekonstruált rövid idejű (1–3 ezer éves) felmelegedési szakaszai is kirajzolódnak. A mikrociklusok során kialakult izotóparány eltolódások azonban koránt sem olyan markánsak és egyértelműek, mint a jelentősebb időtartamú, makro- és mezo-léptékű változásokhoz sorolható interglaciálisok és interstadiálisok folyamán képződött talajok, és a glaciálisok és stadiálisok során kialakult löszös rétegek közötti izotópeltolódások (4. ábra). Több katymári mintában a mezozoos mészkövekre jellemző izotópeltolódási értékek jelentkeztek. Ez a kisebb fókú mállással és a többi szelvényhez képest eltérő lehardási területtel, az allochton (behordott, nem helyben kialakult) karbonát jelentősebb arányával mutat összefüggést.

Az éghajlati szakaszok hőmérsékleti értékeinek pontosabb megismerését a malakohőmérő módszer felhasználása tette lehetővé.

A malakohőmérő adatai alapján a Kárpát-medencében a legjelentősebb lehűlések során 10–14 °C júliusi átlaghőmérsékletet lehetett rekonstruálni, ez a mai adatokhoz képest 7–10 °C-al alacsonyabb értékeket jelent (7. ábra). Ugyanakkor a malakohőmérő alapján rekonstruált júliusi őshőmérsékleti görbéről leolvasható, hogy az egykori éghajlati viszonyok, a felmelegedések és lehűlések, 1000–3000 éves „szub-Milanković ciklust” mutatva folyamatosan váltakoztak az utolsó 30 ezer év során. A felmelegedések alkalmával a mai júliusi

átlaghőmérsékletet megközelítő, vagy attól csak 3–5 °C-al alacsonyabb hőmérsékleti viszonyok alakultak ki a pleisztocén végén. A malakohőmérő módszerrel a holocén kezdetén, mintegy 8–9 ezer évvel ezelőtt – a globális klímajavulás hatására – a mai júliusi középhőmérsékleti értékeket meghaladó, 22–25 °C őshőmérsékleti adatokat kaptunk a Kárpát-medencére vonatkozóan (7. ábra).

### **A késő-würm korú löszös képződmények és a tavi-mocsári üledékek korrelációja**

A késő-würm során felhalmozódott löszös képződmények és az üledékgyűjtő medencék rétegsorainak összehasonlítását és korrelációját a radiokarbon koradatok (HERTELENDI et al. 1992) tették lehetővé.

A felső-würm löszös képződmények vizsgálata során a legteljesebb radiokarbon adatsort a hajdúsági löszablán kaptuk, ahol 30 ezer évtől 7 ezer évig szinte folyamatos üledéksort sikerült elemezni a debreceni, nagyhegyesi, józsi, hajdúböszörményi szelvények alapján (SÜMEGI 1989). Ezért a később vizsgált löszös rétegsorokból származó radiokarbon koradatokat a hajdúsági és az ugyancsak több ponton mért tokaji löszszelvények (SÜMEGI 1996) koradataival hasonlítottuk össze. A pleisztocén végén, holocén kezdetén kialakult üledékgyűjtő medencék esetében a keleméri Kis- és Nagy-Mohos fúrásszelvényeinek együttes vizsgálatával (WILLIS et al. 1997, 1998; MAGYARI et al. 1999; SÜMEGI 1998) 24 ezer évtől napjainkig folyamatos üledékképződési sort sikerült kapni. A máshonnan származó (pl. kardoskúti Fehér-tó), radiokarbon mérésekkel datált, az ősmaradvány együttesek elemzéséből kapott paleoklimatológiai adatokat a keleméri adatsorokkal hasonlítottuk össze. Az összehasonlítás eredményeként azonos időben azonos őszéghajlati eseményeket lehetett rekonstruálni, de ezek mértéke, azonos trend mellett, eltérő volt.

A radiokarbon vizsgálatok alapján sikerült megállapítanunk az ülepedési ráta mértékét a különböző hazai löszszelvényekben. Ez általában 0,2–0,6 mm/év sebességűnek adódott. A legnagyobb ülepedési ráta a Duna-Tisza közének déli részén alakult ki, ahol a késő-würm során, adott időegység alatt Európa legjelentősebb vastagságú löszös rétegei (Telecskai-dombok) jöttek létre. Érdekes módon a kisebb üledékgyűjtő medencékben (semlyékek, morotvák) hasonló ülepedési ráta (0,2–0,4 mm/év) alakult ki a pleisztocén végén, így a löszös üledékek és a tavakban, holtágakban lerakódott üledékek felhalmozódási sebessége megközelítőleg azonos volt. Ezek az adatok egy egységes, bár valószínűleg változó intenzitású porszedimentációt valószínűsítene a vizsgált területen a löszképződés idején. A holocén kezdetén az ülepedési ráta lecsökkent, majd 7000–6000 BP. évektől ugrásszerűen megnőtt, és meghaladta a pleisztocén végi jelentős porszedimentáció során kialakult akkumuláció mértékét. Ez utóbbi változás a neolitik termelő gazdálkodás kezdetével, az égetéssel erdőirtás kialakulásával és a jelentősebb talajerózióval függ össze (WILLIS et al. 1998; SÜMEGI 1998), míg a holocén kezdeti ülepedési ráta csökkenés a zárt lombos erdők kialakulásával, ezáltal a porszedimentáció és a talajerózió csökkenésével mutat összefüggést.



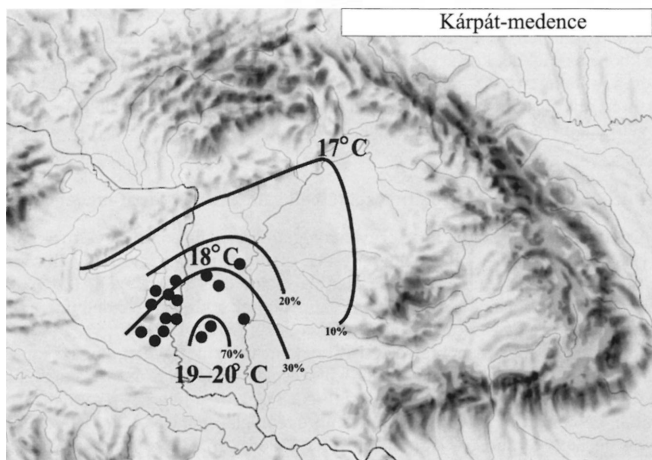
Az eddig megvizsgált szelvényekben 25–30 ezer, 16–18 ezer és 7–10 ezer BP. évek között található a radiokarbon adatok döntő többsége. Ennek oka az, hogy ezekből a szintekből került elő a legtöbb faszén, illetve a nagy házú, növényevő, ezért a radiokarbon vizsgálatokra legalkalmasabb *Arianta arbustorum* csiga héja. A jelentős számú kora-holocén koradat mésziszap rétegekből, a neolit erdőirtást követő talajbemosódásból származik.

### A negyedidőszak végi őskörnyezet térbeli változásai a Kárpát-medencében

A magyarországi löszök kvartermalakovológiai vizsgálata során figyeltünk fel az egyes fajoknak időben eltérő elterjedésére, illetve dominanciaviszonyaik térbeli változásaira. Ezek az adatok igen jelentős regionális őskörnyezeti, köztük éghajlati különbségek kialakulását valószínűsítették a vizsgált területen.

Amennyiben egyes vidékek (Duna–Tisza köze, Északi-középhegység pereme, Hajdúság stb.) egykori hőmérsékleti változásait vesszük figyelembe, azt tapasztaljuk, hogy valószínűleg a globális változásokból adódóan az őshőmérsékleti adatok hasonló trendeket mutatnak (SÜMEGI 1996), de a helyi és regionális (orográfiai, geomorfológiai, hidrológiai és hidrogeológiai) hatások következtében az egyes területek júliusi átlaghőmérséklete különböző. Az eltérő júliusi átlaghőmérsékleti értékek azt bizonyítják, hogy – ugyanúgy, mint napjainkban – a Kárpát-medencében éghajlati és környezetválasztó vonalak alakultak ki a globális éghajlati ütközőfelületek és a regionális helyi éghajlatot módosító környezeti tényezők hatására (SÜMEGI 1996, SÜMEGI & HERTELENDI 1998, SÜMEGI et al. 1998a, 1998b). Ezeknek a különböző mértékű, de időben azonos hőmérsékleti változásoknak hatására a flóra és a fauna változásaiban, mozgásaiban eltérő sebességű és térbeli kiterjedésű folyamatok mentek végbe a Kárpát-medence különböző területein.

Az eddigi kvartermalakovológiai, antrakotómiai és őshőmérsékleti adatok alapján legpontosabban a 32–25 ezer évek és a 18–16 ezer évek közötti interstadiális szakaszok őskörnyezetének térbeli változásait tudjuk rekonstruálni. A kvartermalakovológiai és radiokarbon elemzések alapján készített finomabb léptékű tagolás szerint a melegigényes *Granaria frumentum* csigafaj háromszor vándorolt be a würm idején a Kárpát-medencébe: a kora- és középső-würm határán, majd a 32–25 ezer BP. évek, illetve a 22–20 ezer BP. évek között kialakult interstadiálisok idején. A kora-würm során a Dunántúli-középhegységben is megjelent, sőt LOJTEK (1964) adatai szerint a Kisalföldön egészen az Északi-Kárpátok pereméig felhatolt (SÜMEGI & KROLOPP 1995). Ugyanakkor a würm<sub>2-3</sub> interstadiálisban (32–25 ezer BP. évek) a Mende Felső Talajkomplexum szintjével egykorú szelvény-szakaszokban is jelentős a *Granaria frumentum* faj egyedszámaránya (2–30%), és elterjedésének É-i határa a Balatontól, a Csepel-szigettől és a Zagyva-torkolattól délre húzódott (5. ábra). A késő-würm során (megközelítőleg 22–20 ezer BP. évek) pedig csak a medence déli és középső részéig nyomult be (5. ábra). Feltételezzük, hogy az idősebb würmben kimutatott expanziót egy hosszabb ideig tartó, erőteljesebb felmelegedés váltotta ki. A késő-würm és a középső-würm határán, illetve a késő-würmben lezajlott migrációt viszont egy-egy rövidebb ideig tartó



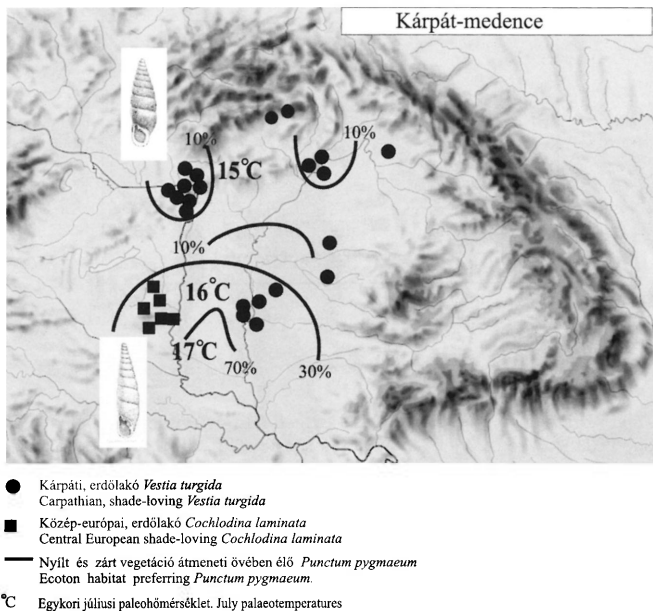
- *Granaria frumentum* lelőhelyek, paleobalkáni, xerotherm, nyílt területet kedvelő faj.  
The sites of Palaeobalkanic, xerothermophilous, open habitat preferring species
- Termofil fajok dominanciája,  
The dominance of the warm-loving species
- °C Júliusi paleohőmérsékletek. July palaeotemperatures.

5. ábra. A középhőmérséklet rekonstrukciója a Kárpát-medencében 32 000–25 000 BP. évek között

Fig. 5 Reconstruction of the July mean palaeotemperatures in the Carpathian Basin between 32.000–25.000 BP. years

és/vagy kevésbé erőteljes felmelegedés okozhatta, így ez a melegigényes faunaelem nem tudott elterjedni az egész medencében. A három expanzió között a különbségek ellenére több hasonlóságot is megállapíthatunk, így a délről északra csökkenő dominanciaértékeket és a szubmediterrán éghajlati hatást. Ezek azt bizonyítják, hogy ez a Mollusca-faj a Kárpát-medence déli részéről, a Balkán-félsziget északi részéről vándorolhatott be a felmelegedések során a Kárpát-medence központi, illetve északi területeire.

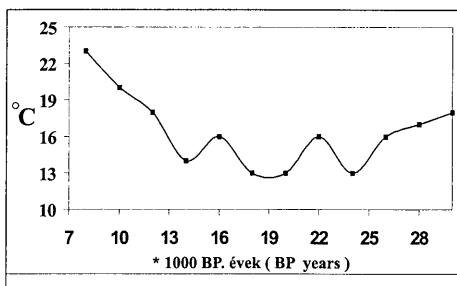
Ezek az adatok azt bizonyítják, hogy az interstadiálisok során a felerősödő szubmediterrán éghajlati hatás kiterjedt a Kárpát-medence déli részén, és ezt követték a balkáni refugiumokban fennmaradt Mollusca-fajok. Így a negyed-időszaki hosszabb-rövidebb idejű, szárazabb jellegű felmelegedési szakaszokban a balkáni faunakör É-i határa az Alföld középső részén húzódott. Az a tény, hogy egy rövidebb, mintegy 2000 éves időtartamú felmelegedés során is megjelennek a Dél-Alföldön a balkáni elemek, azt bizonyítja, hogy ezeknek menedékterületei igen közel helyezkednek el a vizsgált térséghez.



6. ábra. A Kárpát-medence paleoökológiai állapota 16 000–18 000 év között Mollusca adatok alapján

Fig. 6 Palaeoecological conditions of the Carpathian Basin according to Molluscs between 16.000–18.000.

Bizonyos értelemben hasonló képet kapunk, ha a 18–16 ezer BP. évek között kialakult interstadiálisban vizsgáljuk meg a fajok elterjedését (6. ábra). A Középhegység peremén és a Kárpátokból induló alföldi folyók „zöld folyosóiban” megjelennek a közép-európai zárterdei elemek (pl. *Vestia turgida*: KROLOPP & SÜMEGI 1990). A *Punctum pygmaeum* délről északra tapasztalható dominancia-változásai (KROLOPP & SÜMEGI 1991) és a *Vestia turgida* előfordulások is szoros összefüggést mutatnak: egyrészt a Mediterráneumból előretörő fás vegetáció terjedését (SÜMEGI et al. 1998a), másrészt a Kárpát-medencén belül kialakult menedékterületekről szétterjedő fás vegetációnak és a zártabb növényzethez kapcsolódó faunának térhódítását jelzik (SÜMEGI et al. 1998b). A kárpáti refugiumoktól elkülönülő egykori erdőfoltok jelenlétét lehetett bizonyítani a *Cochlodina laminata*, *Macrogastra ventricosa*, *Aegopinella ressmanni*, *Orcula dolium* erdőlakó fajok dél-dunántúli megjelenése alapján (HUM 1999, 2000; FARKAS 2000). Feltűnő módon a dél-dunántúli felső-würm löszfaunához hasonló összetételű a horvát-



7. ábra Malakohőmérő módszerével rekonstruált júliusi őshőmérsékleti adatok 30 000 és 7000 évek között

Fig. 7. July palaeotemperature between 30.000–7000 years BP. according to malacothermometer method.

országi Adriai-tengeren található Susak-szigeti felső-würm löszfauna is (SÜMEGI et al. 1998b). A két terület Mollusca-faunája közötti párhuzamok alapján egy olyan paleobiogeográfiai egységet tételezünk fel, amely a Dinári-hegység nyugati (egykori Pó-síkság) és északi előterében (Dráva-Száva-síkság) egyaránt kialakult (Preillyricum) (SÜMEGI et al. 1998b).

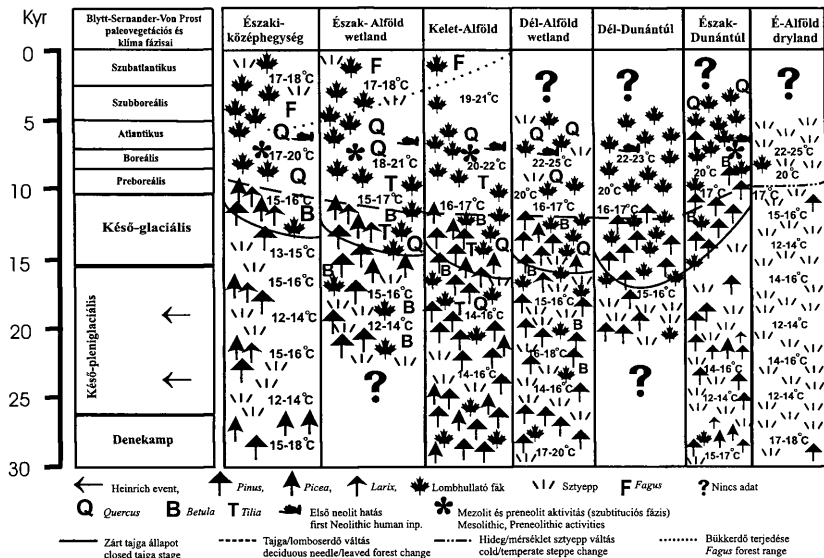
Napjainkban számos, különböző ökológiai igényű és elterjedésű Mollusca-faj az általunk vizsgált területen éri el elterjedésének határát (SOÓS 1943). Ennek oka az, hogy a Kárpát-medencében négy klímátípus (óceáni, mediterrán, kontinentális, kárpáti-hegyvidéki) érezteti hatását (BACSÓ 1959; ZÓLYOMI et al. 1992). Az egyes éghajlati típusokhoz kapcsolódó atlanti, mediterrán-pontusi, kontinentális, kárpáti-szubkárpáti elterjedésű fauna (SÜMEGI 1996; SÜMEGI & KROLOPP 1995) és flóraelemek (BORHIDI 1961) eltérő arányban és különböző területi elhelyezkedéssel, de jelen vannak. Magyarországon az egyes éghajlati típusok bizonyos gyakorisággal fordulnak elő. Az Északi-középhegység és az Alföld ÉK-i részén kárpáti-szubkárpáti hegyvidéki (boreális, Köppen-féle D klímátípus), az Alföld jelentős részén sztyepp-erdőssztyepp éghajlat (BS klímátípus), a Dunántúl nagy részén meleg-mérsékelt éghajlat (C klímátípus) hatása dominál (SÜMEGI & KROLOPP 1995). A csapadékeloszlás alapján a Dunántúl déli részén, a napfénytartalom következtében pedig a medence középső és déli részén a szubmediterrán klíma hatása mutatható ki. Ha néhány recens sztenök (szűk tűrőképességű) Mollusca-faj elterjedését vizsgáljuk, jól látható, hogy azok megközelítőleg az egyes éghajlati típusok kiterjedését követik (SÜMEGI & KROLOPP 1995).

Eddigi eredményeink alapján (KROLOPP & SÜMEGI 1992, 1995), a pleisztocén során is a recenshez hasonló paleobiogeográfiai helyzet alakult ki a Kárpát-medencében, de a különböző éghajlati tényezők hullámzó változásainak hatására az eltérő ökológiai igényű fajok váltakozva terjedtek szét, illetve szorultak vissza. A lehűlések és felmelegedések, a szárazabb vagy csapadékosabb klímaszakaszok így igen jelentős faunamozgásokat okoztak. Ezek az adatok azt

bizonyítják, hogy akár a felmelegedések, akár a lehülések során vizsgáljuk a malakofaunát, eltérő faunaösszetételt és dominanciaviszonyokat kapunk az ország különböző részein. Így az egykori júliusi átlaghőmérsékletnek nemcsak abszolút értékét kell figyelembe venni, hanem azt is, hogy a felmelegedések és lehülések közötti hőmérsékleti változás milyen mértékű volt, továbbá, hogy melyik klímaövezetben kaptuk ezeket az értékeket, és ezek a mai júliusi átlaghőmérséklettől mennyiben térnek el. A fentiek alapján ÉK-Magyarország felé a kontinentális, Dél-Magyarország felé a mediterrán klíma erősödik fel, bár ezeket a hatásokat a felmelegedések és a lehülések során nem azonos fajok elterjedése, illetve dominanciaváltozása jelzi.

A kvartermalakológiai és antrakotómiai anyag alapján feltételezzük, hogy a Kárpát-medence középső része a negyedidőszak végén, akárcsak ma, éghajlati övek ütközőterülete volt, ahol egy klímaválasztó vonal alakult ki. Az éghajlati választóvonal az egyes Mollusca-fajok ökológiai adatai és elterjedése, valamint a fás szárú vegetáció (*Larix*-, *Picea*- és *Pinus*-fajok) környezetigénye alapján a fagyott talaj kialakulásakor, annak időbeli-térbeli kiterjedésénél fejtette ki legjobban hatását. A korábbi geomorfológiai munkák (MARUSZCZAK 1987) is Magyarország középső részénél húzták meg a szótan, illetve széttagoltan elhelyezkedő permafroszt határát. Feltételezhető, hogy az Alföld középső és déli része a lehülések során a szórványosan fagyott övezetbe tartozhatott, míg ettől a zónától északra (Csepel-sziget–Lakitelek vonal) már a széttagolt fagyott talajok övezete alakulhatott ki. Mikroklímátikus hatásokra a mélyebb völgyekben, hidegzugokban a jelentősebb lehülések során állandóan fagyott permafroszt terület és tundranövényzet is létrejöhetett.

A stabil éghajlati övek hatása mind a lehülésekben, mind a felmelegedésekben megmutatkozott, ugyanakkor ezeknek a klímaöveknek a kiterjedése indíthatta el azokat a környezeti változásokat, amelyeket végül a malakofauna is követett. Negyedidőszaki Mollusca-faunánk alapján makro- és mezoklímátikus szinten, és ezért makro- és mezokörnyezeti szinten egyaránt mozaikos volt a Kárpát-medence, csakúgy, mint napjainkban. Orográfiai és domborzati tényezők miatt pedig mikroklímátikus és mikrokörnyezeti szinten is erőteljes mozaikosságot lehetett kimutatni. Ennek a mozaikosságnak a következménye, hogy ezeken a területeken kettős refugiumhatás lépett fel (lehülések során a melegkedvelő, felmelegedések alkalmával a hidegkedvelő fauna maradt fenn) már a késő-würmben is (WILLIS et al. 1995; SÜMEGI & HERTELENDI 1998). Ez a hatás egyes területeken valószínűleg az egész pleisztocén során megnyilvánult a Kárpát-medencében. Ennek eredményeképpen találunk egyidőben a mikroklímátikus hidegzugokban tundrafoltokat, különböző fajösszetételű (vörösfenyő, cirbolyafenyő, lucfenyő vagy erdeifenyő dominanciájú) tajgafoltokat, illetve hideg vagy mérsékelt sztyeppeket a vizsgált területen. Ez a pleisztocén végén megfigyelhető mozaikos környezet „öröklődött át” a holocén kezdetén a Kárpát-medencében. Viszont ekkor már a mozaikosságot a különböző lombos fák és a mérsékeltövi lomboserdei környezethez társuló állatfajok, továbbá az enyhébb klímát kedvelő sztyeppemek tükrözik vissza (8. ábra).



8.ábra Negyedidőszak végi hőmérsékletváltozás és vegetációfejlődés a Kárpát-medence egyes területein, összehasonlítva nyugat- és észak-európai sztratigráfiával

Fig. 8 Late Quaternary climatic and vegetation changes in the different parts of the Carpathian Basin, in comparison with the Western and Northern European stratigraphy



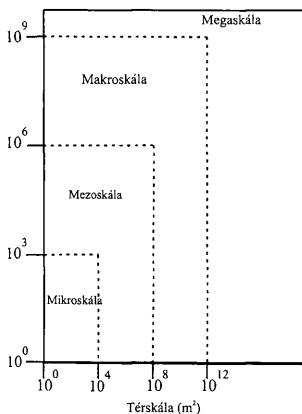
### Következtetések

Adataink azt bizonyítják, hogy a Kárpát-medence rendkívüli, ma is megfigyelhető környezeti mozaikossága már a negyedidőszak végén kialakult, és ez a különböző térbeli kifejlődésű makro-, mezo- és mikroszintű (9. ábra) mozaikosság alapvetően meghatározta az egyes fajok elterjedésének lehetőségét.

A kvartermalakovológiai és antrakotómiai adatok különböző időléptékű, ciklikusan kifejlődő őskörnyezeti (köztük őshőmérsékleti) változások kialakulását és ezek hullámozó mozgását tükrözik vissza a Kárpát-medencében, és két, egymástól eltérő őskörnyezeti tényezővel jellemezhető menedék-terület (kárpáti és illyr) létrejöttét jelzik. A kvartermalakovológiai adatok azt mutatják,

hogy mindkét refugium-terület apró reliktum-foltokból áll. Ezek a helyenként csak néhány 100 m<sup>2</sup> kiterjedésű maradvány-foltok elsősorban a hegységi zóna (Carpathicum, Illyricum, Noricum) és a Kárpát-medence belső területeinek (Pannonicum) találkozásánál, a mikroklimatikusan kedvezőbb lejtők és nedves árterek találkozásánál fejlődhettek ki (SÜMEGI & HERTELENDI 1998; DELI & SÜMEGI 1999). A hűvösebb éghajlati adottságokkal és elsősorban lucfenyővel (*Picea*) jellemezhető kárpáti erdőrefugium foltjait az árnyékkedvelő, nagyobb növényzeti borítottságot igénylő fajok arányának jelentős növekedése mellett a *Vestia turgida*, *Semilimax kotulai*, *Vertigo alpestris*, *Discus ruderratus* fajok elterjedése, a *Clausilia dubia* kimagasló aránya tükrözi vissza. Az enyhébb éghajlatú, elsősorban erdei fenyő (*Pinus sylvestris*) borítottságú illyr

erdőrefugiumot az erdőlakó *Cochlodina laminata*, *Aegopinella ressmanni*, *Semilimax semilimax*, *Clausilia pumila*, *Discus perspectivus* fajok jelenléte, az erőteljes növényzeti borítottságot kedvelő *Orcula dolium* jelentős aránya jelzi. Az erdőrefugiumok környezetében, a környezeti mozaikosság következtében sávokban, foltokban kiterjedő, a folyók mentén hosszan elnyúló (DELI & SÜMEGI 1999), olyan széttagolt areák alakultak ki, ahol ezek az erdei elemek csak a számukra kedvezőbb éghajlati szakaszokban jelenhettek meg. Ugyanakkor a környezeti mozaikosság következtében a felmelegedések során a hidegkedvelő elemeknek is menedékterületük alakulhatott ki a vizsgált területen, így az interstadiálisok és a stadiálisok alatt szétterjedő fajok is egymás mellett élhettek és maradhattak fenn. Ezért a Kárpát-medencei őskörnyezeti mozaikosság



9. ábra. Az őskörnyezeti változások léptéke térben és időben

Fig. 9 Palaeoenvironmental changes in space and time

következtében kettős refugium-hatással kell számolnunk (WILLIS et al. 1995; SÜMEGI & HERTELENDI 1998). A környezeti mozaikosság következményeként ismeretesek olyan területek is, ahol a helyi tényezők miatt a makroszinten jelentkező kedvező éghajlati hatás ellenére sem alakult ki erdei növényzet (8. ábra). Ezeken a területeken találhatjuk meg a pleisztocénbe visszanyúló szikeseinket és sztyeppterületeinket (SÜMEGI 1989; SÜMEGI et al. 2000; NYILAS & SÜMEGI 1991). A radiokarbon adatokkal datált holocén korú szelvények elemzése azt bizonyítja, hogy ez a mozaikosság a holocén során is fennállt, és átalakulása, fokozatos megsemmisülése a termelő gazdálkodás kialakulásával, a terület „neolitizációjával”, tehát emberi közösségek hatásával vette kezdetét.

Adataink azt a korábban már megfogalmazott véleményünket (SÜMEGI 1989, 1996) támasztják alá, hogy a késő-glaciális és holocén pollendiagramokban megfigyelhető jellegzetes növényzeti változások nem használhatók relatív kronológiaként az egész Kárpát-medencére általánosítva, mert az egyes vegetációs egységek terjedése időtranszgresszív jelenség (8. ábra). A holocén klímafázisok gyakorlatilag biosztratigráfiai zónákból minősültek át kronosztratigráfiai egységekké a köztudatban, de a növényzeti összetételre vonatkozó tartalmukat mindez ideig megtartották. Ez állandó ellentmondásokat okoz a Kárpát-medencében, ahol az eddigi kvartermalakovológiai, antrakotómiai és néhány pollenanalitikai adat alapján a vegetációnak is Nyugat- és Észak-Európához képest eltérő irányú fejlődése alakult ki.

### Köszönetnyilvánítás

A munka az OTKA T.025043 sz. kutatási téma támogatásával készült.

### Irodalom – References

- BACSÓ N. 1959: Magyarország éghajlata. – Akadémiai Kiadó, Budapest, 302 p.
- BORHIDI, A. 1961: Klimadiagramme und Klimazonale Karte Ungarns. – *Annales Universitatis Scientiarum Budapestiensis de Lorando Eötvös Nominatae, Sectio Biologica* 4, 21–50.
- BRUNNACKER, K., JÁNOSSY, D., KROLOPP, E., SKOFLEK, I. & ERBAN, B. 1980: Das jungmittel-pleistozäne Profil von Süttő 6 (Westungarn). – *Eiszeitalter und Gegenwart* 30, 1–18.
- DANSGAARD, W. 1953: The abundance of  $^{18}\text{O}$  in atmospheric water and water vapour. – *Tellus* 5, 461–469.
- DANSGAARD, W. & TAUBER, H. 1969: Glacier oxygen-18 content and Pleistocene ocean temperatures. – *Science* 166, 499–502.
- DELI, T. & SÜMEGI, P. 1999: Biogeographical characterisation of Szatmár-Bereg plain based on the mollusc fauna. – In: HAMÁR, J. & SÁRKÁNY-KISS, A. (Eds.): *The Upper Tisza Valley. – Tiscia Monograph Series*, Szeged, 471–477.
- EMILIANI, C. 1955: Pleistocene temperatures. – *Journal of Geology* 65, 538–578.
- ERICSON, D. B., BROECKER, W. S., KULP, J. L. & WOLLIN, G. 1956: Late Pleistocene climates and deep-sea sediments. – *Science* 124, 385–389.
- FARKAS, Sz. 2000: A bátonszéki téglagyár pleisztocén képződményei. – *Malakovológiai Tájékoztató* 18, 21–27.
- FRENCH, M., HORVÁTH, E. & GÁBRIS, Gy. 1997: Geochronology of Middle and Upper Pleistocene loess sections in Hungary. – *Quaternary Research* 48, 291–312.
- FÜKÖH, L. & KROLOPP, E. 1983: Holocene lacustrine fauna from Sárrét in County Fehér, Hungary. – Abstract of the Eight International Malacological Congress Budapest 1983, Hungary, 41 p.

- HERTELENDI, E., SÜMEGI, P. & SZŐÖR, Gy. 1992: Geochronologic and paleoclimatic characterization of Quaternary sediments in the Great Hungarian Plain. – *Radiocarbon* **34**, 833–839.
- HUM L. 1999: Mohácstól délre fekvő fiatal löszszelvények paleoökológiai vizsgálatai. – *Malakológiai Tájékoztató* **17**, 37–52.
- HUM, L. 2000: A Szekszárd, volt „budai-úti” téglagyári lösz-paleotalaj sorozat paleoökológiai vizsgálatai. – *Malakológiai Tájékoztató* **18**, 29–50.
- KORMOS T. 1910: A pleisztocén és postpleisztocén klímaváltozások bizonyítékai Magyarországon. – *Földtani Intézeti Népszerűsítő Kiadványa* **2/3**, 61–68.
- KROLOPP E. 1989: A madarasi téglagyári löszfeltárás malakológiai vizsgálata. – *Cumania* **11**, 13–27.
- KROLOPP E. 1994: A Neostyriaca génusz a magyarországi pleisztocén képződményekben. – *Malakológiai Tájékoztató* **13**, 5–8.
- KROLOPP, E. 1995: Biostratigraphic division of Pleistocene formations in Hungary according to their mollusc fauna. – In: FÜKÖH, L. (Ed.): *Quaternary Malacostratigraphy in Hungary*. – *Malacological Newsletter*, Suppl. 1. 17–78.
- KROLOPP, E. & SÜMEGI, P. 1990: Vorkommen von *Vestia turgida* (ROSSMÄSSLER, 1836) in den pleistozänen Sedimenten Ungarns. – *Soosiana* **18**, 5–10.
- KROLOPP E. & SÜMEGI, P. 1991: Dominancia level of the species *Punctum pygmaeum* (DRAPARNAUD, 1801): a biostratigraphical and palaeoecological key level for the Hungarian loess sediments of the Upper Würm. – *Soosiana* **19**, 17–23.
- KROLOPP E. & SÜMEGI P. 1992: A magyarországi löszök képződésének paleoökológiai rekonstrukciója Mollusca-fauna alapján. – In: SZŐÖR Gy. (szerk.): *Fáciesanalitikai, paleobiogekémiai és paleoökológiai kutatások*. – MTA Debreceni Bizottsága, Debrecen, 247–263.
- KROLOPP, E. & SÜMEGI, P. 1995: Palaeoecological reconstruction of the Late Pleistocene, Based on Loess Malacofauna in Hungary. – *Geojournal* **26**, 213–222.
- KROLOPP E., SÜMEGI P., HERTELENDI E., KUTI L. & KORDOS L. 1995: Szeged környéki löszképződmények keletkezésének paleoökológiai rekonstrukciója. – *Földtani Közöny* **125**, 309–361.
- KUKLA, G. J. 1977: Pleistocene land-sea correlations. – 1. *Europe. Earth Science Reviews* **13/6**, 307–377.
- KUKLA, G. J. 1987: Loess stratigraphy in Central China. – *Quaternary Science Review* **6**, 191–219.
- KUKLA, G. J. & LOJTEK, V. 1961: Loess and related deposits. – 6th INQUA International Congress, Warszawa 6. 11–28.
- LOJTEK, V. 1964: Quartärmollusken der Tschechoslowakei. – *Rozprawy Ústředního ústavu geologického* **31**. Praha, p. 374.
- LIU, T. (Ed.) 1985: Loess and the environment. – Beijing, China 368 p.
- LIU, T. (Ed.) 1987: Aspects of loess research. – Beijing, China 261 p.
- MAGYARI, E., JAKAB, G., RUDNER, E. & SÜMEGI, P. 1999: Palynological and plant macrofossil data on Late Pleistocene short term climatic oscillations in North-East Hungary – *Acta Paleobotanica*, Supplement 2, 491–502.
- MANZE, U., VOGEL, C. & STREIT, R. & BRUNNACKER, K. 1974: Isotopen untersuchungen zum Kalkumsatz im Löss. – *Geologische Rundschau* **63**, 885–897.
- MARUSZCZAK, H. 1987: Problems of paleogeographic interpretation of ice wedge casts in European loesses. – In: PÉCSI, M. & FRENCH, H. M. (Eds.): *Loess and Periglacial Phenomena*. – Akadémiai Kiadó, Budapest, 37–47.
- MOLNÁR B. & GEIGER J. 1981: Homogénnek látszó rétegsorok tagolási lehetősége szedimentológiai, őslénytani és matematikai módszerek kombinált alkalmazásával. – *Földtani Közöny* **111**, 238–257.
- MURÁNYI J. 1922–1925: A váci löszképződmények rétegtani viszonyai. – *Barlangkutatás* **10–13**, 17–23.
- NYILAS, I. & SÜMEGI, P. 1991: The Mollusc fauna of Hortobágy at the end of the Pleistocene (Würm) and in the Holocene – Proceeding of 10th International Malacological Congress, Tübingen, 481–486.
- PÉCSI, M. 1991: Problems of loess chronology. – *Geojournal* **24**, 143–150.
- PÉCSI, M. 1995: The principles and methods in loess-paleosol investigations. – *Geojournal* **36**, 117–131.
- SCHERF E. 1928: Alföldünk pleisztocén és holocén rétegeinek geológiai és morfológiai viszonyai és ezeknek összefüggése a talajalakulással, különös tekintettel a sziktalajképződésre. – *Földtani Intézet Évi Jelentése 1925–1928-ról*, 265–273.
- SOÓS L. 1943: A Kárpát-medence Mollusca faunája. – Akadémiai Kiadó, Budapest, 478 p.

- SÜMEGI P. 1989: A Hajdúság felső-pleisztocén fejlődéstörténete finomrétegtani (öslénytani, szedimentológiai, geokémiai) vizsgálatok alapján. – Egyetemi doktori értekezés, Kossuth Egyetem, Debrecen, 96 p.
- SÜMEGI P. 1991: Jelentés az 1991-ben a basaharci löszfeltáráson elvégzett quartermalacológiai kutatásokról. – MTA Földrajzkutató Intézet Adattára, 24 p.
- SÜMEGI P. 1995: Quartermalacological analysis of Late Pleistocene Loess Sediments of the Great Hungarian Plain. – *Malacological Newsletter, Supplement* 1, 79–111.
- SÜMEGI P. 1996: Az ÉK-magyarországi löszterületek összehasonlító öskörnyezeti és sztratigráfiai értékelése. – Kandidátusi értekezés, Debrecen, 120 p.
- SÜMEGI P. 1998: Ember és környezet kapcsolata a Kárpát-medencében az elmúlt 15 000 év során. – *Panniculus* 3, 367–395.
- SÜMEGI P. & HERTELENDI, E. 1998: Reconstruction of microenvironmental changes in the Kopasz Hill loess area at Tokaj (Hungary) between 15 and 70 ka BP. – *Radiokarbon* 40, 855–863.
- SÜMEGI P. & KROLOPP E. 1995: A magyarországi würm korú löszök képződésének paleoökológiai rekonstrukciója Mollusca-fauna alapján. – *Földtani Közlöny* 125, 125–148.
- SÜMEGI, P., HERTELENDI, E., MAGYARI, E. & MOLNÁR, M. 1998a: Evolution of the environment in the Carpathian Basin during the last 30 000 BP years and its effects on the ancient habits of the different cultures. – In: KÖLTŐ, L. & BARTOSEWICZ, L. (Eds.): *Archimetrical Research in Hungary*. Budapest, 183–197.
- SÜMEGI P., KROLOPP E. & HERTELENDI E. 1998b: A Ságvár-Lascaux interstadiális öskörnyezeti rekonstrukciója. – *Acta Geographica, Geologica et Meteorologica Debrecina* 34, 165–180.
- SÜMEGI P., MAGYARI E., DÁNIEL P., HERTELENDI E. & RUDNER E. 1999: A kardoskúti Fehér-tó negyed-időszaki fejlődéstörténetének rekonstrukciója. – *Földtani Közlöny* 129, 479–519.
- SÜMEGI P., MOLNÁR A. & SZILÁGYI G. 2000: Szikesedés a Hortobágyon. – *Természet Világa* 131/5, 213–216.
- WILLIS, K. J., SÜMEGI, P., BRAUN, M. & TÓTH, A. 1995: The Late Quaternary Environmental History of Bátorliget, NE. Hungary. – *Palaeoclimatology, Palaeoecology, Palaeogeography* 118, 25–47.
- WILLIS, K. J., BRAUN, M., SÜMEGI, P. & TÓTH, A. 1997: Does soil change cause vegetation change or vice-versa? A temporal perspective from Hungary. – *Ecology* 78, 740–750.
- WILLIS, K. J., SÜMEGI, P., BRAUN, M., KEITH, D. B. & TÓTH, A. 1998: Prehistoric land degradation in Hungary: who, how and why? – *Antiquity* 72, 101–113.
- ZÓLYOMI B., KÉRI M. & HORVÁTH F. 1992: A szubmediterrán éghajlati hatások jelentősége a Kárpát-medence klímazonális növénytakaságainak összetételére. – HEGYFÖKY Kabos klimatológus születésének 145. évfordulója alkalmából rendezett tudományos emlékülés előadásai. MTA Debreceni Területi Bizottságának Kiadványa, Debrecen–Túrkeve, 60–74.

## Negyedidőszaki éghajlatváltozások, talajok–lössök képződése a Kárpát-medence térségében

*Quaternary climatic change, formation of loess–palaeosols in the mega-region of the Carpathian Basin*

PÉCSI Márton<sup>1</sup> – NEMECZ Ernő<sup>2</sup> – HARTYÁNI Zsuzsa<sup>2</sup> – HORVÁTH Tímea<sup>2</sup> –  
SZILÁGYI Virág<sup>2</sup>

(6 ábra, 3 táblázat, 1 fénykép)

*Tárgyszavak:* lösz, löszképződés, talaj, szemcseméret, röntgenanalízis  
*Keywords:* loess, loess formation, soil, particle size, X-ray analysis

### Abstract

In the literature there are frequently simplifications claiming that the eolian origin of loess is indisputable. Such formulations should be considered a vulgarisation of the concept on loess. Observations show that eolian transportation and the deposition of dust, which occur repeatedly or periodically – in different respective quantities – are evident most of geographical belts of the Earth.

But “Loess is not just the accumulation of dust”.

There have been explanations concerning loess formation, which put emphasis on the geographical environment as a dominant factor. In the soils of the loess zone “loessification processes” play a more decisive part than any other group of factors in the transport and accumulation of material, i.e. dust (see PÉCSI 1993). BERG's concept – “loess is a product of soil formation” – has affected more recent theories on loess formation, including that elaborated by the authors of the present contribution. However, BERG's theory is not suitable for the explanation of the formation of a loess sequence of series with several intercalated palaeosols. This is because in situ alluvial comminution is incapable of producing fine clastic material of skeletal soils. The mineral mass of loess covers can be accumulated due to several different and repetitive processes, spatially “in a polygenetic way”. In the process of, loessification, local (steppe zonal) pedogenetic factor and seem to have played a decisive role (PÉCSI 1967).

*Confirmation of the loess concept as a product of steppe soil formation by Hungarian loess researchers*

For his working hypothesis BERG (1953) involved several data from microbiology, soil genesis and climatic zones. In the Carpathian Basin alluvial plain loesses, and among them the so-called infusion loesses, are the most frequently encountered loess-like deposits. Their grain size distribution and texture was attributed by PÉCSI (1982) to steppe soil formation and not to the way of accumulation of its material.

Recently NEMECZ & CSIKÓS-HARTYÁNI (1995) carried out detailed granulometric and mineralogical investigations into Hungarian soils formed on loess, and also palaeosols interbedded in loess sequences studied in sections. Both in the recent loess soils and in palaeosols buried in loess series, a typical double particle size maxima is apparent (<5 µm and 20–45 µm). Quartz, as a main mineral component of loess, falls into the 25–40 µm fraction – similar to feldspars, muscovite and dolomite. Detailed investigations indicate the main mineral components of loess, and also the oxides and trace elements which have been enriched and arranged during the soil formation and which have led to a specific loess fabric (Table I, Figs 1–6.)

The new method of granulometric and mineralogical analyses of soils, loesses and loess series seems to prove a concept which illustrates that particle size distribution in loess and intercalated

<sup>1</sup> MTA Földtudományi Kutatóközpont, Földrajztudományi Kutatóintézet, H-1112 Budapest, Budaörsi út 43–45.

<sup>2</sup> Veszprémi Egyetem Föld- és Környezet Tudományi Tanszék, H-8201 Veszprém, Pf. 138.

palaeosols is mainly related to processes of soil formation. Recognition and confirmation of this concept will affect and change the "loess problem" all over the loess-megazone concerning the relationship between the origin of loess and the formation of steppe soils.

## **Összefoglalás**

A hazai jelenkori, főleg mezőszégi talajokon, a löszökön és a lösz-sorozatbeli talajokon (nevezik gyakran fosszilis talajoknak, paleosolnak és eltemetett őstalajoknak is) végzett újabb szemcseösszetéti és többtrétű ásványi vizsgálati eljárásaink (NEMECZ et al., PÉCSI et al. 2000) a korábban is feltételezett BERG-féle (1953) löszkeletkezési koncepciót támasztják alá, sőt úgy tűnik, hogy nagy valószínűséggel igazolják. A löszök uralkodó szemcsemérete (20–50 mikrométer [1]), sajátos szemcse szerkezete, a szemcseösszetétel kettős maximumos eloszlása is döntően a löszképződési (löszifikációs), ill. a talajformálódási (fizikai aprózódás, kémiai mállás, talajbiogén aktivitás) folyamatoknak szekulárisan egymásra ható következménye.

Elemzéseink bizonyítják, hogy a löszökben, azok őstalajaiban – ezekben kifejezetten – ásványok képződése, formálódása, átalakulása, a nyomelemek dúsulása, agyagásványok részarányos képződése, a löszökben és a (paleo-)talajszintekben egyaránt a szemcseméret alakulással és eloszlásával áll szoros összefüggésben (3–6. ábra).

Mindezek magyarázzák – az ariditási index változásától függően – a lösz uralkodó elegyrészenek a kvarc tömeg százalékának szemcseméretét is, továbbá a kvarc és az agyagfrakció arány bizonyos mérvű változását a löszben. A lösz mezőszégi paleotalajaiban a növekvő arányú agyagfrakcióval szemben a kissé humidusabb évszakos környezet jelzője. E tekintetben pl. a vörösapagy talaj képződése az olyan szélsőséges esetben megy végbe, amikor a kétszezonú – nedves meleg és félig száraz évszak – szavanna klíma során a talajban az erős mállás hatására (vörös) agyag frakció meghaladja az 50 tömeg %-ot.

## **Bevezetés**

Hazánk, ill. a Kárpát-medence éghajlatát az Alpok egészen közeli és a hatalmas kiterjedésű skandináv jégtakaró a pleisztocén során többször megismétlődött jeges klímája erősen befolyásolta. A jégtakarók lassú kifejlődése és hosszú, évtízezredekig kitartó éghajlati hatása óriási ökológiai leromlást eredményezett. A Kárpátok széles láncolatán és a medence középső részén ún. jégtakaró környéki földrajzi övezet alakult ki, amelyet a mai lappföldi környezethez lehet hasonlítani. De az Északi-félteke földrajzi övezetei is mind eltolódtak több ezer km-re dél felé. Az ilyen változásoknak pedig már az ember is tanúja volt.

1. Az eljegesedéses éghajlati szakaszról (glaciális), ill. a belföldi jégtakaró kialakulásáról röviden annyit kell itt említeni, hogy az előfeltétel erős óceáni hatás, a téli erős havazás és a hűvös nyár, amely alatt az előzőleg lehullott hó nem olvad el egész éven át, így jó része megmarad (gyarapodik és ún. gleccserjéggé alakul: firnesedik). Az évi középhőmérséklet fagyponthoz alatti (–3°– –6°), rövidebb szakaszos ingadozás azonban közbeékelődik a több tízezer évig is kitartó eljegesedéses klímaszakaszok során.

Ahol és amikor a jégtakaró jege felhízik km vastagságúra, a jeges fennsíkon fokozatosan, majd extrémén száraz–hideg éghajlati viszonyok alakulnak ki. A jég nem gyarapodik tovább, az anticiklonális éghajlat alatt a jég párolog, elpusztul, felszínéről a szomszédos déli környezet felé száraz hideg fön jellegű szelek érkeznek. A jégtakaró környéki közvetlen övezethez tartozott a Kárpát-medence is legalább hat jelentős belföldi eljegesedés során. A jégtakaró lassú előrenyomulása alatt az állat- és növényvilág zonálisan áttelepült, itt olyan élőlények marad-



tak, amelyeknek az életfeltételeit a jég környéki földrajzi zóna biztosítani tudta (pl. rénszarvasok, törpe fenyők, tundrák, hideg sztyepek növényzete).

2. A „jégmentes” mérsékelt meleg éghajlati szakaszok különítették el a „jégkorszakok” sorozatát egymástól. Ezeket legegyszerűbben úgy jellemezhetjük, hogy az eljegesedés szakaszokhoz viszonyítva többnyire hosszabb ideig kitartottak és a földrajzi környezet – természetesen az éghajlattal együtt – a jelenkori viszonyokhoz volt közel hasonló, kisebb jelentőségű szekuláris éghajlati ingadozás rendszeres volt.

Igy a jelenkor – holocén – elmúlt évtízezrede alatt a Kárpát-medencében a 10 °C évi középhőmérséklet az ún. mogyoró-tölgy éghajlati fázis során napjaink előtti 7–6 ezer évek között 0,5–1 °C hőmérséklettel volt melegebb; szárazabb, füves, ligetes sztyepes (300–500 mm évi csapadékkal) földrajzi környezet uralta a medence belsejét. Ezzel szemben az ún. „kis jégkor” során a 13–17. századig az átlagos léghőmérséklet csak 1 °C-kal maradt el a jelenkor átlagától. Az átlagosnál egy fokkal hűvösebb években a csapadék kissé több és rendszeres volt, különösen Dél- és Nyugat-Európában.

3. Ma az Alpokban és előterében hat eljegesedést, Németalföldön is újabban hat eljegesedés hordalékát és a köztük lévő meleg időszak tűzeges, talajos, folyóvízi üledékét tudják kimutatni. Előfordultak tehát olyan földtörténeti lehűlési szakaszok a negyedidőszak során, főként annak első felében, amikor a lehűléssel az éghajlatváltozás kontinentális jégtakaró kialakulását nem vonta maga után. Csupán erősebb magashegységi gleccser képződésre került sor. Földrajzi zóna eltolódás nem történt, vagy csak jelentéktelen mértékű volt. Ez utóbbi tétel nagyon fontos a jégkorszaki éghajlatváltozások történeti egymásutánja követése szempontjából.

4. A PENCK–BRÜCKNER-féle (1901–1909) négy jégkorszakos séma időtartamára egzakt adatok nem álltak rendelkezésre a 20. század elején sem. A Belgrádi Egyetem matematika professzorát, MILANKOVIĆ baráti kapcsolatok körében szerzett szakmai viták arra ösztönözték, hogy értelmezze az éghajlatváltozások pontos okát és megadja azok földtörténeti korát. Számításaival, amelyeket hosszú időn át folytatott, elkészítette az ún. MILANKOVIĆ-féle klímakalendáriumot. A földpálya elemek változása kombinációi alapján kiszámította a Nap besugárzási görbéje menetét az É-i szélesség 55 fokára vonatkozóan (MILANKOVIĆ 1930).

### MILANKOVIĆ jégkorszaki kalendáriuma és a lösz–őstalaj sorozat párhuzama

MILANKOVIĆ jégkorszaki kalendáriuma alapvető pleisztocén kronológiai fontosságát elsők között BACSAK (1942) magyar klimatológus ismerte fel, védelmezte, alkalmazta és továbbfejlesztette, majd BARISS (1953) és KRIVÁN (1954) szélesebb körben terjesztette.

MILANKOVIĆ eredményeit a nemzetközi negyedidőszaki kutatáshoz, klímaváltozások földtörténeti kora rögzítéséhez földrajzi szelvényekkel kapcsolatban jó ideig csak Magyarországon alkalmazták közel fél évszázadon át.

Elsőnek a magyar BULLA (1934) és SCHERF (1936, földtan és talajtan specialista) alkalmazta a MILANKOVIĆ kalendáriuma besugárzási görbéinek hideg csúcsait a

Kárpát-medencében található jégkorszaki eredetű, ismétlődően előforduló löszös rétegek párhuzamosítása céljából.

Eljárásának alapja az akkor már közismert felfogás volt, hogy a löszrétegek a Kárpát-medencében jégkorszakok alatti hideg-száraz sztyepes környezetben képződtek. Erre utaltak a löszrétegekből több helyen előkerült csigaházak, állatcsontmaradványok és a növények elszórt pollenjeinek spektruma.

A löszöket tagoló őstalajokról (1. ábra) pedig azt tartották, hogy a jégkorszakokat felváltó mérsékeltlen melegebb éghajlatot képviselő, a maiakhoz hasonló talajképződmények.

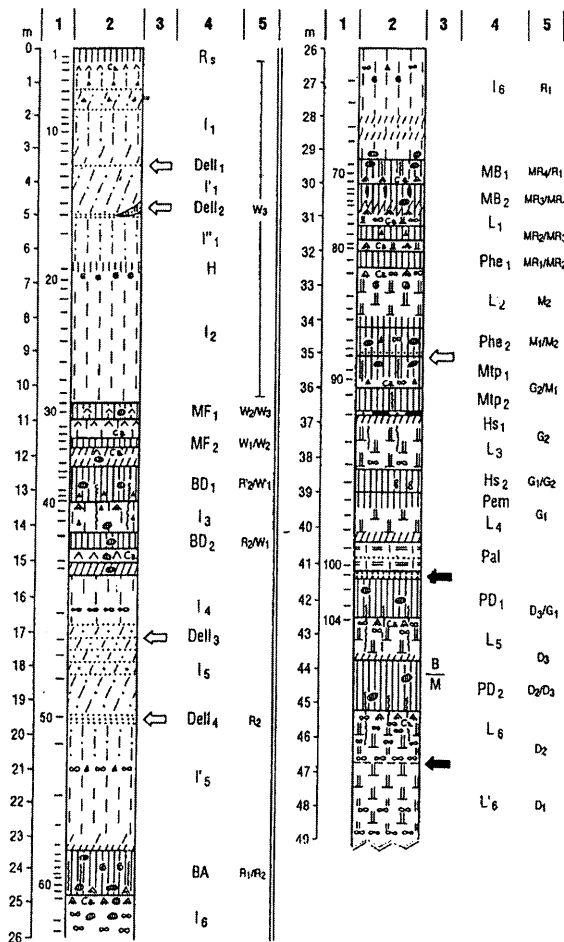
SCHERF (1936) a Paksi téglagyár 42 m-es feltárását, az ottani, látszólag hiánytalan lösz-őstalaj sorozatnak egymásutánját találta a legmegfelelőbbnek a MILANKOVIĆ-sémával összehasonlítani. Az egykori téglagyári szelvényben SCHERF (1936), BACSÁK (1942, 1944) 12, ill. 10 löszréteget és 10, ill. 9 eltemetett talajt mutattak ki. Ez időszakban a jégkorszak teljes időtartamát és a hozzájuk kapcsolható üledékek sorát mintegy 600 ezer évesnek tartották. Meggyőzőnek vették, hogy az akkori paksi feltárás lösz rétegsora a jégkorszak főbb éghajlat és őstalaj változását tükrözi vissza. Lényegében hasonlóan ezt az álláspontot támasztották alá a Paksi téglagyár vizsgáloi évtizedeken át.

A lösz-őstalaj váltakozás alapján értékelő jeges és jégmentes szakaszok kronológiai tagolási módja elvileg helyesnek bizonyult (ÁDÁM et al. 1954, KRIVÁN 1955) mégis sokáig félve vagy feltételezetten alkalmazták ezt az eljárást. De legújabban Magyarországon is ehhez térünk vissza (1. ábra, II, III. táblázat).

A Paksi téglagyár feltárása európai és világhíressé vált szakmai körökben. A fiatalabb löszök 6–8 rétege az ugyancsak 6–8, részben erodálódott idős löszköteg a jeges glaciális időszakok képződményei. A löszszelvényben közbetelepeült 13–14 őstalaj-maradvány pedig melegen mérsékelt földtani időszak során keletkeztek. A fiatal löszöket tagoló őstalajok mezőségi–erdős sztyep talajok, az öreg löszökben valamivel melegebb és szárazabb éghajlat alatt képződött gesztenyebarna mediterrán jellegű talajok fordulnak elő, míg a legidősebb löszök fekéjében melegen mérsékelt–szubtrópusi jellegű vörös földek, ill. vörösayag talajok keletkeztek. Az utóbbiak az ún. „dunaföldvári formáció” vörösayagos, tarkaayagos sorozatának felső részét képviselik (PÉCSI 1993).

„MILANKOVIĆ kalendáriuma” helyességét és használhatóságát egy külön vonalon az 1972–1980-as évek folyamán a mélytengeri kutatások eredményei igazolták. A MILANKOVIĆ-féle időszámítás a napsugárzás hatásának változására alapozódott a Föld közepes és magas szélességeire vonatkoztatva, de a mélytengeri iszap foraminiferáinak fajváltozásai a Föld más zónáiban is a MILANKOVIĆ kalendáriummal azonos ciklusokat mutattak (BERGER et al. 1984).

A világoceánokban bizonyos foraminiferák mikrorétegenként ismétlődő változásai a jégkorszakok idején a szárazföldön felhalmozódó vastag jégtakarók időtartamát és olvadásának az idejét tükrözik vissza (termináció). A jégtakaró növekedésekor ugyanis a szárazföldeken az óceáni vízpára havas csapadéka révén az oxigén könnyű izotópjai halmozódnak fel többségi részben a jégtakaróban. Ez idő alatt az óceán vizében – amelynek szintje 50–100 m-rel csökken – a nehéz oxigénizotópok aránya növekszik meg.



1. ábra. Paks lösz-paleotalaj sorozat feltárása, köztrétegtani és kronológiai tagolása (PÉCSI & SCHWEITZER 1995). 1. a minták száma; 2. litológiai tagolás; 3. eróziós hézag, fehér nyilak, kisebb deráziós hézagok, fekete nyilak, erősebb eróziós hiány; 4. litológiai, pedológiai index; 5. feltételezett kronológiai tagolás, B/M – Brunhes-Matuyama paleomágneses korszak határ

Fig. 1 Chronology and lithology of loess-palaeosol sequence at Paks in Hungary (after PÉCSI & SCHWEITZER 1995). 1 number of samples; 2 loess-palaeosol series; 3 erosional-derasional gaps; 4 index of loess-palaeosol used for the subdivision of the Hungarian loess series, primarily for the Paks brick-yard profiles; 5 presumable chronology: B/M – Brunhes/Matuyama boundary (ca 0.73 Ma)

I. táblázat. Magyarországi jelenkori reprezentatív mezőési talajok, löszök és löszös őstalajok szemcseméret eloszlása (NEMECZ et al. 2000 szerint).

Table 1 Particle size distribution of loess-palaeosols, steppe-soils selected from Hungarian occurrences (after the authors investigations and analytical methods)

ő (μm) Frakciók jelölése	Durva homok			F. hom.	Durva szilt		Finom szilt		Ágya g	Szilt	Szilt+fh	Megj.
	>800	315-800	160-315	80-160	45-80	20-45	10-20	5-10	<5	5-45	5-80	
	I	H	G	F	E	D	C	B	A	B+C+D	B-E	
Jelenkori csernozjom talajok és finom löszök												J mez
Paks	0,65	0,6	1,93	6,7	24,75	35,3	4,27	3,74	22	43,31	68,06	1
Bátaapáti			0,01	0,7	6,44	41,4	8,17	6,12	36,6	55,69	62,13	2
Dunaújváros		0,5	0,4	1,3	24,6	25,5	13,7	5,1	28,9	44,3	68,9	3
Albertirsa				3,4	21,6	33,6	12	4,9	24,3	50,5	72,1	4
Átlag	0,65	0,55	0,78	3,03	19,35	33,95	9,54	4,97	27,95	48,45	67,80	Mv <sub>1</sub>
összesen	0,65	1,10	2,34	12,10	77,39	135,8	38,1	19,9	111,8	193,8	271,2	
összesen/ 4	0,1625	0,275	0,585	3,025	19,3475	33,95	9,535	4,965	27,95	48,45	67,7975	
Jelenkori mezőési talajok és infúziós löszök												J mez
Abony/szikes talaj		0,12	0,7	2,45	11,92	21,2	3,95	4,05	55,6	29,2	41,12	1
Infúziós löszök alapköze	0,05	0,32	0,82	3,37	15,79	26,5	7,67	5,49	40	39,66	55,45	2
Paksi fiatal löszök (L <sub>2</sub> -L <sub>6</sub> )												Θ
Paks (L <sub>2</sub> ) 9,8-9,9 m		0,01	0,04	0,82	23,76	44,9	7,5	3,98	19	56,38	80,14	fel.:MF <sub>1</sub>
Paks (L <sub>3</sub> ) 13,8-13,9 m	0,05	0,05	0,43	2,17	21,01	31,41	6,76	4,76	33,37	42,93	66,11	al.:BD <sub>1</sub>
Paks (L <sub>4</sub> ) 15,5-15,6 m	0,05	0,18	1,31	5,39	18,78	42,1	6,01	4,22	21,9	52,33	71,11	al.:BD <sub>2</sub>
Paks (L <sub>5</sub> ) 23-23,1 m	0,03	0,8	0,87	2,51	14,07	49,2	7,76	4,19	20,06	61,15	81,21	fel.:BA
Paks (L <sub>6</sub> ) 27,5-27,6 m, 02	0,02	0,12	0,12	0,68	17,52	46,5	6,58	4,64	23,83	57,72	75,24	al.:BA
átlag	0,0	0,2	0,6	2,3	19,0	42,8	6,9	4,4	23,6	54,1	74,8	Mv <sub>3</sub>
Paleotalajok a fiatal löszök alsó rétegeiben												
Basaharc BD <sub>1</sub> 13,4 m			0,36	4,36	6,71	36,8	4,09	3,16	44,5	44,05	50,76	erdős sztyepp paleo- talajok  v <sub>4</sub>
Basaharc BD <sub>2</sub> 18,5 m		0,23	0,44	2,7	4,42	41,8	5,17	3,33	41,8	50,3	54,72	
Paks BD <sub>2</sub> 14,4 m			2,3	4,23	4,83	40,8	5,28	2,67	39,4	48,75	53,58	
Paks BA 24,2-24,3 m			1,36	2,71	2,98	42,2	4,52	2,74	43,9	49,46	52,44	
átlag			1,1	3,5	4,7	40,4	4,8	3,0	42,4	48,1	52,9	
Paksi idős löszök (Magyarország) (L <sub>7</sub> -L <sub>9</sub> )												Θ
Paks (L <sub>2</sub> ) 33,5 m	0,17	0,07	0,28	1,01	15,61	40,34	10,98	5,29	26,26	56,61	72,22	al.:Phe
Paks (L <sub>3</sub> ) 38,1 m	0,16	0,19	0,31	1,13	24,25	38,25	6,36	4,7	24,65	49,31	73,56	al.:Mbp <sub>2</sub>
Paks (L <sub>4</sub> ) 40,1 m	0,01	0,19	1,49	3,49	24,53	30,63	7,81	4,53	27,32	42,97	67,5	al.:Pem
Paks (L <sub>5</sub> ) 42,4 m	0,06	0,07	0,04	0,78	9,75	43,32	8,90	5,66	31,42	57,88	67,63	al.:PD <sub>1</sub>
átlag	0,1	0,1	0,5	1,6	18,5	38,1	8,5	5,0	27,4	51,7	70,2	Mv <sub>5</sub>
Paleotalajok a paksi idős löszökben (Magyarország)												
Paks MB <sub>2</sub> 30,5 m			1,23	1,7	2,41	40,8	6,22	3,16	43,50	50,18	52,59	gesztenye -barna paleo- talajok Mv <sub>6</sub>
Paks PD <sub>1</sub> 42,2 m	0,03	0,05	0,05	0,6	7,11	35,07	9,52	6,97	40,6	51,56	58,67	
Paks PD <sub>2</sub> 43,8 m	0,03	0,04	0,04	0,64	6,67	37,76	11,88	6,01	36,93	55,65	62,32	
Paks PD <sub>2</sub> 44,6 m	0,08	0,05	0,05	0,94	10,43	35,37	7,81	5,41	39,86	48,59	59,02	
Paks PD <sub>2</sub> 45,15 m	0,14	0,04	0,05	0,56	7,45	37,45	8,15	5,99	40,24	51,59	59,04	
átlag	0,1	0,0	0,3	0,9	6,8	37,3	8,7	5,5	40,2	51,5	58,3	

Rövidítések: al. Phe = Phe talaj alatt; fel. BA = BA paleotalaj felett. Θ = a paksi-téglagyári feltáráshoz (l. 1. ábrán) általában legalább 6 fiatal löszréteg fordul elő (L<sub>1</sub>-L<sub>6</sub>) és legalább 6-8 idős lösz egység (L<sub>1</sub>-L<sub>6</sub>, L<sub>6</sub>-L<sub>6</sub>); J csom = jelenkori csernozjom; Jme = jelenkori réti talaj; Mv<sub>1</sub>-Mv<sub>6</sub> = középértékek tömeg%-ban; A-1 = szemcse frakciók szimbóluma

II. táblázat. A fiatal lösszök lehetséges időrendi tagolása Magyarországon, Basaharc, Mende típus feltárások alapján (PÉCSI 1997)

Table II Possible chronological subdivision of young loess in Hungary on the basis of type localities of Basaharc, Mende loess exposures (PÉCSI 1997)

Megnevezés	Jelzés	Kor (ezer év)	Talajtípus
Mai talaj	O	0–11,3	csernozjom v. barnaföld
Dunaújváros–Tápiószőlő sorozat, a fiatal lösszök felső része			
Humusz horizont 1	h <sub>1</sub>	16–17 valószínű W <sub>3</sub>	humuszos szint (löss)
Humusz horizont 2	h <sub>2</sub>	27–32 valószínű W <sub>2</sub> /W <sub>3</sub>	humuszos szint (löss)
Mende-Basaharc sorozat, a fiatal lösszök középső része			
Mende Felső I	MF <sub>1</sub>	45–60 valószínű W <sub>2</sub> /W <sub>3</sub>	erdős sztyepp talaj
Mende Felső 2	MF <sub>2</sub>	85–105 valószínű W <sub>1</sub> /W <sub>2</sub>	erdős sztyepp talaj
Mende-Basaharc sorozat, a fiatal lösszök felső része			
Basaharc Dupla 1	BD <sub>1</sub>	120–140 valószínű R <sub>2</sub> /W <sub>1</sub>	erdős sztyepp talaj
Basaharc Dupla 2	BD <sub>2</sub>	150–170 valószínű R <sub>2</sub> /W <sub>1</sub>	erdős sztyepp talaj
Basaharc Alsó	BA	195–230 valószínű R <sub>1</sub> /R <sub>2</sub>	erdős sztyepp talaj, helyenként talajkomplexum

III. táblázat. Az idősebb lösszök lehetséges kortagolása Magyarországon, főként az újabb paksi lösszfeltárás (1995) rétegsora alapján (PÉCSI 1997)

Table III Possible chronological subdivision of old loess in Hungary on the basis of the lithostratigraphy of the newer loess exposure at Paks (PÉCSI 1997)

Megnevezés	Jelzés	Kor (ezer év)	Talaj típus
Az idős lösz felső része a paksi sorozatban			
Mende-Bázis N°1	MB <sub>1</sub>	280–310 MR <sub>2</sub> /MR <sub>4</sub>	erdős sztyepp-talaj, barnaföld
Mende-Bázis N°2 + a fekvő homok	MB <sub>2</sub>	280–310 MR <sub>2</sub> /MR <sub>3</sub>	gesztenyebarna talaj f. homok
Paks, homokos talaj	Ph <sub>1</sub> + Ph <sub>2</sub>	360–380 MR <sub>1</sub> /MR <sub>2</sub> 440–460 M <sub>1</sub> /M <sub>2</sub>	erdős sztyepp-talaj
Paks, hidromorf talaj + homok	Mt <sub>p1</sub> + Mt <sub>p2</sub>	480–500 G/M	régi talajok + f. homok
Az idős lösz alsó része a paksi sorozatban			
Paks Dupla 1	PD <sub>1</sub>	565–585 G <sub>1</sub> /G <sub>2</sub>	gesztenyebarna talaj
Paks Dupla 2	PD <sub>2</sub>	600–630 G <sub>1</sub> /D <sub>3</sub>	gesztenyebarna talaj
Brunhes-Matuyama határ az L <sub>5</sub> löszben	B/M	730 Donau 3 glaciális	idős lösz (L <sub>5</sub> )
Paks-Duna-kömlőd talaj	PDK	750–765 D <sub>1</sub> /D <sub>2</sub>	gesztenyebarna talaj
Idős lösz L <sub>6</sub>	L <sub>6</sub> –L <sub>6</sub> –	750–900? Donau 1 glaciális	legidősebb lösszök

A nehéz <sup>18</sup>O és a könnyű <sup>16</sup>O izotópok arányváltozásai az óceán fenéki iszaprétegek bizonyos foraminiferáiban a hideg, ill. meleg szakaszok MILANKOVIC' által megadott (22–23 ka, 41 ka és 100 ka) időtartam változásokat tükrözik pontosan vissza.

A mélytengeri izotóp sztratiográfia hiányossága az, hogy a mélytengeri üledékek sora (1–3 cm) többnyire hiányos. A fő probléma pedig az, hogy az óceánok különböző helyeiről vett minták az ún. hosszú fúrásanyagokban az időbeli (korrelálás) korösszehasonlításra csupán 900 ezer évig visszamenően adtak elfogadható eredményeket. Ennél idősebb rétegek korrelációjának tehát akadálya is van.

Érdekes, hogy az eurázsiai lösszorosozatokban is kb. a 0,9–1 millió év határig lehet a lösszök szelvényeit kortanilag egymáshoz megbízhatóan hasonlítani. Az a nehézség ugyanis, hogy az 1 millió évesnél idősebb lösszök tulajdonképpen már talajok, vagy lösszszert talajképződmények (PÉCSI 1993).

Kínában a lösszorosozat alsó harmadában gyakorlatilag talaj telepszik talajra, ezeket csak a meszes felhalmozódási szint választja el egymástól. Ehhez hasonló a lösszök alatt szorosan egymásra települő vörösgagyok sorozata is.

Dél-Kínában Xian közelében a Baoji szelvényt tartják a sok hasonló kínai lössz-őstalaj sorozat között a típusszelvénynek, amelyben 33 lösz és 32 őstalaj változik egymással és ez egy feltárásban figyelhető meg. A lösszorosozat alatt még 36

vörösgyag telepszik. A negyedidőszak határát (2,5 millió év) a lösz és a vörösgyag határán vonják meg.

MILANKOVIĆ csillagászati számításai alapján nyert és alkalmazható klímakalendárium helyessége ezúton is beigazolódott.

Sőt, újabban azt találjuk, hogy ez a Nap besugárzási változások ciklusossága földtörténetileg a pleisztocén jégkorszaknál jóval korábbi időszakokban is érvényesült, így a harmad-, másodidőszak rétegei képződésének időtartam mérésére is alkalmas eljárás lehet a jövőben.

Ez azt is jelenti, hogy a negyedidőszakot az újabban szokásos 2,4–2,5 millió évek határáig is visszamenőleg tagolni lehet a MILANKOVIĆ-kalendárium alapján, ott, ahol alkalmazásához megfelelő üledéksor és vizsgálati anyag áll rendelkezésre.

A lösz-óstalaj időszámítási eljárás egyéb módszereket is igénybe véve a legidősebb Kárpát-medence-beli löszök kezdetéig Magyarországon is a legcélravezetőbbnek bizonyult.

A közelmúlt években a Paksi téglagyár külszíni feltárásában (1. ábra) az eddig legjobban tagolt lösz-óstalajszorozatot lehetett megvizsgálni (PÉCSI 1997).

Eszrevehető réteghiányt csupán egy-két esetben lehet kimutatni a Közép-Európa szerte egyik legkomplettebbnek tartott löszfeltárásban, ahol külszíniül a térben három dimenzióban is megfigyelhető volt 14–15 lösz, 15 óstalaj és néhány homokos réteg (1. ábra, II, III. táblázat).

E feltárás alsó részén 30 és 45 m között az óstalajok nagyon szorosan követik egymást, olykor a löszréteg is hiányzik közülük. E jelenségből, amely több más löszfeltárás alsó részére is jellemző, arra következtethetünk, hogy klímaváltozások akkor is voltak, de feltehetően a talajképződés ideje alatt a felszín „egyensúlyban” volt, majd a felszínre lassan lerakódó ásványi anyag talajjá alakult át ismétlődően. Vagyis más értelemben a köztes löszréteg szelektíve, részben vagy egészen erodálódott.

A fentebb elmondottakat számításba véve és ha e helyen most egyszerűen csak a löszök és az óstalajok éghajlati igényét az alapértelmezés szerint vesszük figyelembe, akkor a Paksi téglagyár szelvényében (1. ábra) a Kárpát-medence-beli negyedidőszaki éghajlat változásainak egymásutánja közel egy millió évet ölel magába a MILANKOVIĆ-féle klímakalendáriummal összehasonlítva és egyeztetve.

A táblázatokban az óstalajok rekonstruált genetikai típusai és a koruk MILANKOVIĆ radiációs görbéjének meleg periódusai szerint kerültek értékelésre. A talajtípussal kifejezzük azt, hogy az adott meleg szakaszban milyen talaj-, ill. földrajzi zónához tartozott a Kárpát-medence vastag löszfedte központi része az elmúlt egy millió év során a talajképződési melegebb időszakok alatt.

A talajok közötti löszrétegek különösen 0–30 m mélységig nagyon vastagok ( $l_1$ ,  $l_2$  és  $l_5$ , ill.  $l_6$ ), (1. és 5. ábra) a jéges időszakokat, köztük az utolsó négy nagyobb eljegesedést is képviselhetik.

Az idős lösz alsó részén a Paksi sorozatban a kb. 0,5 millió évvel korábban képződött talajtípusok tanúsága szerint az éghajlat melegebb-szárazabb volt a mainál, mediterrán jellege erősebb lehetett a meleg periódusok alatt.

A radiációs hidegsúcsok idején a ( $L_5$ – $L_6$ ) az idős löszök képződése nem annyira száraz és hideg éghajlati körülmények során ment végbe, mint a fiatal löszöké.

## A löszképződés és minősítés magyar vonatkozásai

A magyarországi negyedidőszaki képződmények a felszíndomborzat csaknem teljes egészét beborítják. Ezek között a löszök és a lösszerű képződmények mintegy kétharmadnyi területarányt képviselnek és mezőgazdasági szempontból a legjobban termő talajok anyakőzetei. A lösszel fedett területeken hátrány az erős talajpusztulás. Nem véletlen tehát az ún. „löszkérdéssel” való tudományos és gyakorlati szempontú kutatás világszerte. Így hazánkban is nemzetközileg az elsők között vizsgáltuk a löszök fajtáit, sajátosságait és magyarítottuk több mint 100 éve a képződmény eredetét. Durva és finom, közel lisztszerű szemcseösszetétele (10–50 µm) a kőzet lazasága és a nagy kiterjedésű síksági előfordulásuk miatt a múlt században eleinte sekélytengeri, tavi, majd ártéri folyóvízi üledéknek tartották, minősítették.

LÓCZY (1886) a kínai löszvidéken végzett kutatási tapasztalata alapján a löszök ásványi anyagának eredetét – megfelelően az akkor kialakulóban lévő véleményekkel – a levegőből hullott por felhalmozódásával és a lösszé válást pusztai éghajlati viszonyok közötti mállással magyarázta.

A BERG-féle koncepció (1953) szerint a löszös képződmények a talajképződés során jöttek létre a sztyeppe földrajzi övezeteken belül különböző anyakőzeteken. Ezt az ún. talajképződéses löszkeletkezési magyarázatot csaknem egy évszázad óta sokat vitatják, részben egyes elemeit némelyek elfogadták, de általánosan megmaradt a löszök porszerű alapanyagának levegőn keresztül való szállítással és felhalmozódással történő magyarázata.

A löszirodalomban gyakori a leegyszerűsítés arra nézve, hogy az „eolikus” löszszármazási elméletet ma már aligha vonják kétségbe. Ez a megfogalmazás azonban a löszkoncepció vulgarizációjának tekintendő.

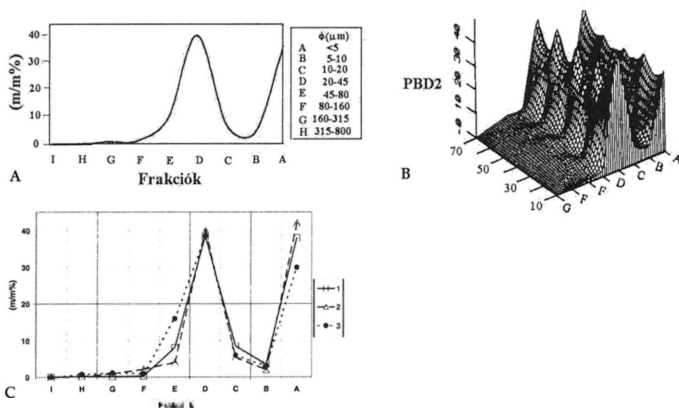
A lösz keletkezésének magyarázatára korábban is voltak és vannak ma is olyan tanítások, amelyek szerint a lösz keletkezésében domináló tényezőnek a földrajzi környezet hatását tartják. A löszövezet talajaiban a talajképző folyamatok – az „ellöszösödés folyamatai” – meghatározóbb szerepet játszanak, mint az anyagszállítás és a lerakódás tényezőinek bármely más csoportja. Berg elmélete – „a lösz a talajképződés terméke” – mindmáig jelentős szemléletformáló hatást fejtett ki a lösz keletkezését magyarázó újabb koncepciókra, többek közt e sorok íróira is. Bár a Berg-féle fentebb csak elvileg és röviden ismertetett elmélet a számos eltemetett talajjal tagolt lösz-őstalaj sorozat kialakulásának magyarázatára nem megfelelő koncepció, mert a helyben eluviális aprózódás nem termeli meg őstalajokkal tagolt, nagy kiterjedésű löszvidék kialakulásához szükséges finom törmeléken vázaltalaj anyakőzetét (Pécsi 1993). A löszök ásványi anyagát területenként eltérően és ismétlődően többféle folyamat halmozhatja fel. Az ellöszösödés folyamatában a helyi – sztyeppövezeti – pedogenetikai tényezők szerepét pedig meghatározónak tartjuk.

## „A lösz a sztyepes talajképződés terméke” koncepció bizonyítása magyar lösz és talajvizsgálók elemzései alapján

BERG löszkeletkezési munkahipotéziséhez számos mikrobiológiai, talajgenetikai és éghajlat övezetességi adatot sorakoztatott fel. A Kárpát-medencében legelterjedtebbek az alluviális alföldi löszök, közöttük az ún. infúziós lösz, amelynek szemnagysága és szerkezete létrejöttét PÉCSI (1982) a sztyep talajok képződésével és nem az üledék felhalmozódásának módjával hozta kapcsolatba.

Újabban NEMECZ & CSIKÓS-HARTYÁNI (1995) részletes szemcse- és ásványos összetételi vizsgálatokat végezett löszön képződött hazai talajokon és a löszfeltárásokban eltemetett paleotalajokon. A löszön képződött talajokban és a löszsorozatban eltemetett őstalajokban is tipikusan hasonló szemcseösszetételi kettős maximum fordul elő ( $<5\ \mu\text{m}$  és  $20\text{--}45\ \mu\text{m}$ ; 2–4. ábra). A kvarc mint a lösz fő ásványos elegyrésze uralkodóan szintén a  $25\text{--}40\ \mu\text{m}$  szemcsemérettartományban fordul elő hasonlóan a földpát, muszkovit és a dolomit is.

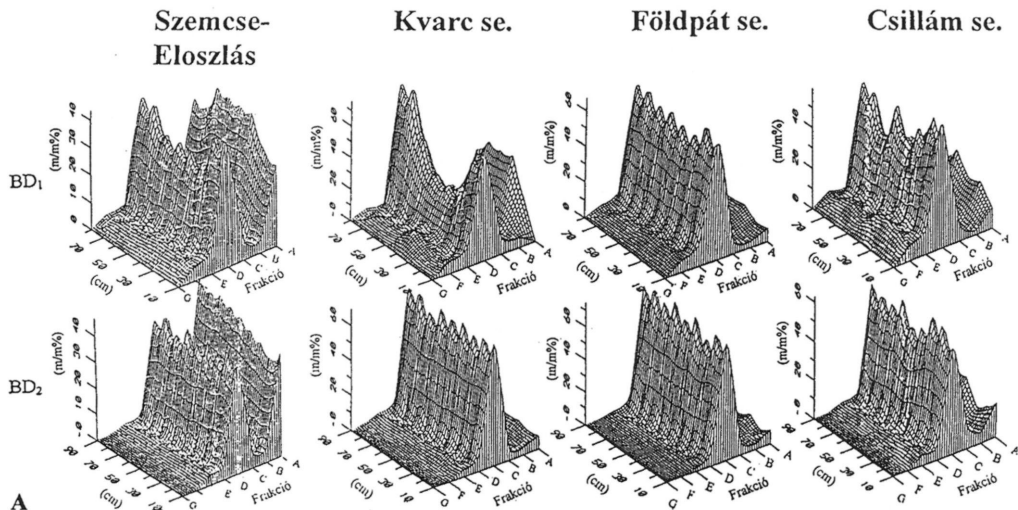
Az I. táblázat és a diagramok ismétlődő adataiból kiderült, hogy a BD1 és BD2 paleotalajok közepes szemcseméret eloszlása, a hazai jelenkori talajok szemcse eloszlásához hasonló, a BD2 esetében csaknem teljesen. A kvarc, földpát, csillám és a dolomit egyedi eloszlási maximuma a (D)  $20\text{--}45\ \mu\text{m}$ -es frakcióban van egyértelműen, a montmorillonit az (A)  $<5\ \mu\text{m}$ -es frakcióban csúcsosodik, a klorit



2. ábra. Közepes szemcseméret eloszlási görbéje 16 magyarországi talajnak, jellegzetes kettős maximummal (NEMECZ et al. 2000). A) szemcseméret kód mm-ben B) a paksi feltárás PBD<sub>2</sub> paleotalaja közepes szemcseméret eloszlási görbe diagramja; C) 1. a löszök, 2. a paleotalajok, 3. jelen talajok közepes szemcseméret eloszlásának diagramja; a kettős csúcs a  $20\text{--}45\ \mu\text{m}$ , ill. az  $<5\ \mu\text{m}$  frakcióban jellegzetes

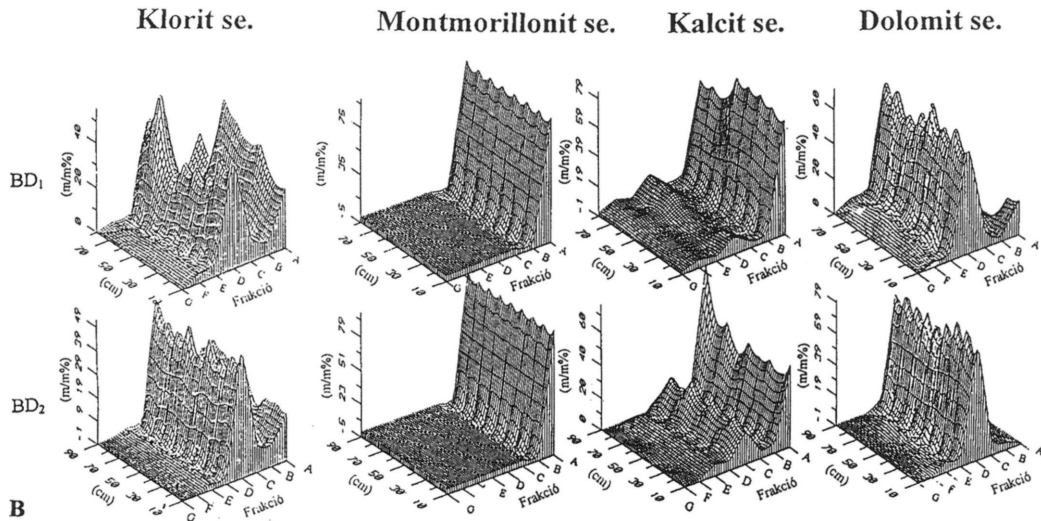
Fig. 2 Particle-size distribution of loess-palaeosol formations in Hungary (after NEMECZ et al. 1995). – A) Average grain size distribution curve of 16 Hungarian soils; B) quartz grain size distribution curve in PBD<sub>2</sub> palaeosol at Paks; C) Average grain size distribution curves of loesses (1), palaeosols (2) and recent soils (3)





3. ábra. A) „Basaharc Dupla” BD<sub>1</sub> és BD<sub>2</sub> jelű mezőszégi talajok szemcseeloszlásának és kvarc, földpát, csillám ásványainak saját eloszlása (Se) három dimenziós ábrázolásban. (NEMECZ, HARTYÁNI szerzők szerint)

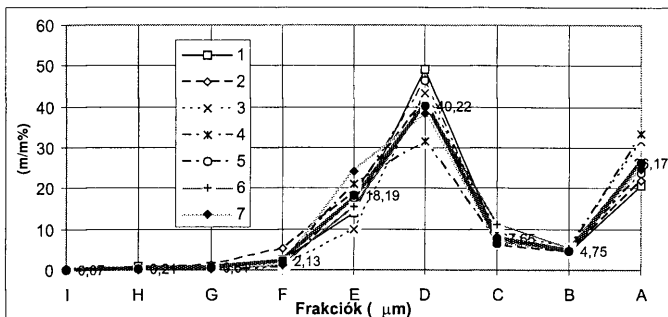
Fig. 3 A) Three-dimensional representation of the particle size distribution and individual distribution (ID) of quartz, feldspar, mica minerals in BD<sub>1</sub>, BD<sub>2</sub> forest-steppe palaeosols at Basaharc in the valley of Danube Band (after NEMECZ, HARTYÁNI)



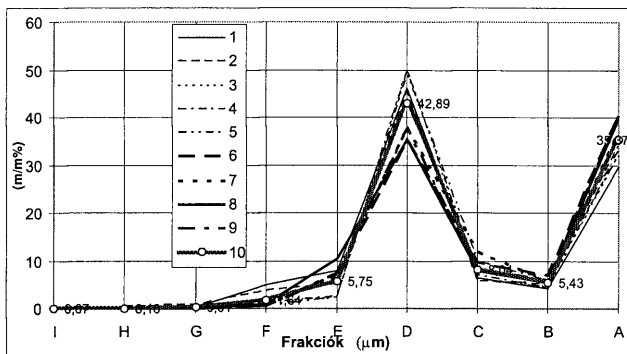
3. ábra. B) „Basaharc Dupla” BD1 és BD2 jelű mezősségi talajok klorit, montmorillonit, kalcit, dolomit ásványainak saját eloszlása (Se) három dimenziós ábrázolásban. (NEMECZ, HARTYÁNI szerzők szerint)

Fig. 3 B) Three-dimensional representation of the individual ditribution (ID) of chlorite, montmorillonite, calcite, dolomite minerals in BD1, BD2 forest-steppe palaeosols at Basaharc in the valley of Danube Band (after NEMECZ, HARTYÁNI)

## A Löszök szemcseeloszlása



## B Paleolösz talajok szemcseeloszlása

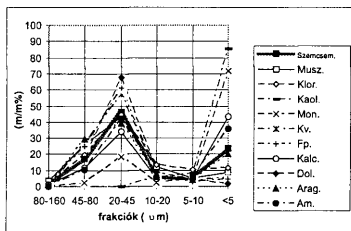
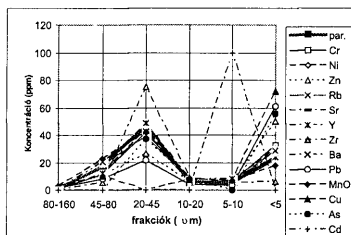


4. ábra. Basaharc (1–2 görbék) és Paks (3–9 görbék) téglagyári löszfeltárások egyes sztratotípus rétegeinek szemcseméret eloszlási görbéi (tömeg%) (NEMECZ et al. 2000).

Fig. 4 A) Distribution of particle size of losses of the type locality at Paks (after NEMECZ et al. 2000). B) Distribution of particle size in palaeosols at Basaharc (No 1, 2) and at Paks (No 3–No 9) (after NEMECZ et al. 2000)

és a kalcit egyedi eloszlása jelentős mértékben az A és a D frakcióban formális kettős csúcsot. A szemcseméret és az ásványok eloszlása, elrendeződése és formálódása, képződése (agyagásvány, dolomit és a kalcit jó része) a diagramokon is jól érzékelhetően a talajképződés–mállás hatására mehetett végbe (3. ábra).

A 3. és 4. ábra a szemcseméret kettőzött csúcs elmozdulását is jól szemléltetik a lösz és a talajképződés viszonylatában. A löszök esetében a D frakció (20–45 μm) középértéke 40, 41 tömeg%. Ehhez viszonyítva a paleotalajokban az agyagfrakció

A Lössök ( $I_6$ ) 27,50 - 27,63 mB Lössök ( $I_6$ ) 27,50 - 27,63 m

5. ábra. A Paksi téglagyár  $I_6$  löszrétegének mineralógiai összetétele. A) az ásványok eloszlása tömeg% szerint, B) a nyomelemek eloszlása a frakciók koncentrációjára (ppm) szerint (NEMECZ et al. 2000).

Fig. 5 Individual distribution (ID) of minerals and trace elements (in ppm) at Paks in loess  $I_6$  (27.5–27.63 m) (after NEMECZ et al. 2000)

több mint 4 m alsó része folyami homok (4), melyre a homokos lösz következik (3), ennek felső része (1,5–1,8 m) meglehetősen egyenmő, rétegzettség nem látszik benne (2). A csernozjom mészfelhalmozódási szintje (Cca.) a homokos lösz alsó részében 2,5–3,2 m-ben kulminál.

A hazai jelenkori, főleg mezőszégi talajokon, a löszökön és a lösz sorozatbeli őstalajokon végzett újabb szemcseösszetételi és több réttű ásványtani vizsgálati eljárásaink (NEMECZ et al. 2000, PÉCSI et al. 2001) a korábban is feltételezett BERG féle (1953) löszkeletkezési koncepciót támasztják alá, sőt úgy tűnik, hogy nagy valószínűséggel igazolják. A löszök uralkodó szemcsemérete (20–50  $\mu\text{m}$ ), sajátos szemcseszerkezete, a szemcseösszetétel kettős maximumos eloszlása is döntően a löszképződési (löszifikációs), ill. a talajformálódási (fizikai aprózódás, kémiai mállás, talajbiogén aktivitás) folyamatoknak szekulárisan egymásra ható következménye (3, 4. ábra).

a talajképződés során kb. 10%-kal nőtt, feltűnő, de nem számottevő a szilt szemcseméret növekedése is kb. 2–3%-kal. A talajosodás során a szilt frakció (D) tehát nem csökkent, sőt nőtt, döntően a durvább E (45–80  $\mu\text{m}$ ) frakció rovására (lásd I. táblázatban is).

A Paksi téglagyár 16 löszrétegében (5A és 5B ábra) a főásványok eloszlása a frakciók tömeg%-a szerint azt szemlélteti egyértelműen, hogy azok a löszre jellemző kétszcúsos szemcseméret (D és A) tartomány közelébe helyezkedve dúsultak fel (5A). A nyomelemek feldúsulása (5B) is dominálón a főásványok elhelyezkedését követi, amely jelenséget több más minta vizsgálata nyomán ugyancsak a mállás folyamatával hozhatjuk kapcsolatba!

A Törökszentmiklósi téglagyárban folyóvízi homokon erősen, közepesen homokos lösz (kb. 2 m) képződött csernozjom (1,5 m) talaj fekéjében (1. fénykép). Ezt tükrözi az oxidoknak a koncentrálódása a szemcseméret görbén (6. ábra). A feltárás



1. kép. A Törökszentmiklósi téglagyár homokos löszfeltárás (2) vastag csernozjom talajjal (1) és erős CCa szinttel (3) Tisza homok. (Foto Pécsi)

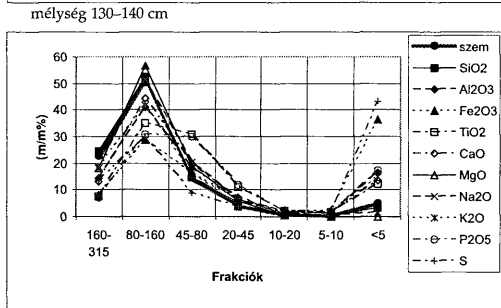
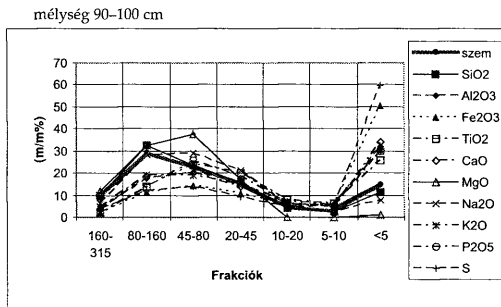
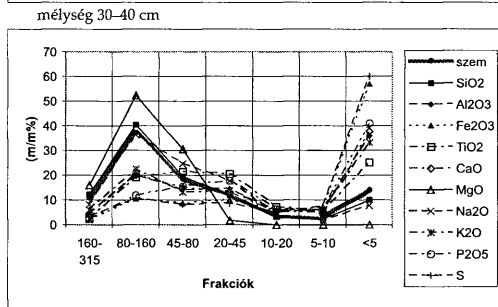
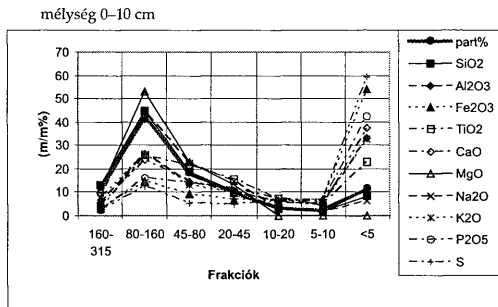
Photo 1. Törökszentmiklós Brick Factory sandy loess exposure (2) with thick chernozem (1) and high CCa level (3) Tisza sand (Photo: Pécsi).

Elemzéseink bizonyítják, hogy a lőszökben, azok őstalajaiban – ezekben kifejezettebben – ásványok képződése, formálódása, átalakulása, a nyomelemek dúsulása, agyagásványok részarányos képződése és elrendeződése a lőszökben és a (paleo-)talajszintekben egyaránt a szemcseméret alakulással és eloszlásával áll szoros összefüggésben (3, 5, 6. ábra).

Mindezek magyarázzák – az ariditási index változásától függően – a lősz uralkodó elegyrészének a kvarc tömegszázalékának szemcseméretét is, továbbá a kvarc és az agyagfrakció arány bizonyos mérvű változását a lőszben. A lősz mezőségi paleotalajaiban a növekvő arányú agyagfrakció a szilt frakcióval szemben a kissé humidusabb évszakos környezet jelzője. E tekintetben pl. a vörösayag talaj képződése az olyan szélsőséges esetben megy végbe, amikor a kétszezonú – nedves meleg és félig száraz évszak – szavanna klíma során a talajban az erős mállás hatására (vörös)agyag frakció meghaladja az 50 tömeg%-ot.

### Magyarországi idős lőszök alatti lőszzerű szárazföldi üledékek és vörösayagok

Hazánk külszíni feltárásaiban kevés helyen volt feltárva idős lősz alatti számottevőbb szárazföldi üledéksor. Paksnál az idős lősz alsó része nagyrészt erodálódott, de 2–3 vöröstalaj lehet negyedidőszak eleji, és egy jól kifejlett vörösayag



6. ábra. Az oxidok saját eloszlása (Se) az Újfehértói-talajszelvényben a frakciók és a mélység szerint (NEMECZ et al. 2000).

Fig. 6 Individual distribution (ID) of oxides (wt%) in fractions and in depth in the soil profile at Újfehértó (after NEMECZ, HARTYÁNI)

képezheti a téglagyári szelvényben a pliocén kor egy részét, amely alatt már a pannóniai homokrétegek következnek (a felső-miocénhoz tartozóan).

Először Dunaföldváron, fúrásokból következtethettünk arra, hogy a dunántúli löszrétegsorok alatt vastag vörösayag talajok váltakoznak tarkára színeződött agyag és aleurit (szilt) rétegekkel (Pécsi et al. 1979). Főleg a Tolnai-dombságon mélyített legújabb kutatófúrásokban 30–50 m vastagságban észlelhetők az idős löszeink alatt (JÁMBOR 1997). A vörösayag talajok elemzése nélkül ma még a MILANKOVIĆ-féle skálával való összehasonlításra nincs lehetőség. Azonban a korábbi adatok és főleg az Alföldön végzett kutatófúrások rétegsorában is előforduló tucatnyi vörösayag réteg kialakulása miatt arra is kell következtetni, hogy a Kárpát-medence-beli „lössképződési időszakaszt” megelőzően a harmadidőszak végén ugyancsak hosszan „vörös talajok, vörösayagok képződési” korszaka is létezett, amely az ismétlődő lössképződésnél is hosszabb ideig kitartott, és feltehetően visszanyúlt a pannóniai beltenger visszahúzódását is elősegítő félsivatagos klíma uralmának utolsó negyedébe. A „vörösayag korszaka” mediterrán jellegű éghajlati szakasszal kezdődhetett, a számítások szerint 5,5–2,4 millió évek között kitartott (Pécsi 1997).

Természetesen ennek a hosszú szubtrópusi éghajlati jellegű újharmadidőszaknak (felső-miocén + pliocén) a során az éghajlat kb. hasonló szakaszonként váltakozott, mint a „lössképződési” korszakban. Ekkor azonban főleg nem hideg jeges és mérsékelt meleg éghajlati szakaszok váltogatták egymást, hanem pl. a vörös talajok, vörösayagok kialakulásának hosszú szakaszára a szubtrópusi félig nedves (3–4 havi csapadékos évszakkal) és szubtrópusi félig száraz (1,5–2 havi esős évszakkal) szavanna peremi félsivatagos éghajlati jelleg váltakozása tételezhető fel.

A vörösayag-képződési szakasz is kettős jellegű volt: a talajképződés ideje alatt füves-ligetes szavanna éghajlati típus uralkodott. A képződött vastag vörösayag a felszínét részben konzerválta, védte az eróziótól. A szubtrópusi éghajlati jelleg bizonyítéka többek közt a megmaradt vörösayag (PÉCSI & SCHWEITZER eds 1995).

A klímaváltozás ezt követően a szavanna jellegű zónát a félig száraz-félsivatagos földrajzi övezetté változtatta. Félig száraz éghajlat során (a csapadékos évszak kb. 1,5 hónap) a felszíni lemosást és árkoló hatást kifejtő vízmozgás hatására a vörösayag részben erodálódott, ill. a felszínére vékony közettörmeleket, konkréciókat rakott, vagy a szél homokot terített el a talajfelszínen (geomorfológiaiailag ennek az éghajlatnak a hatására a hegylábi félsíkok formálódtak). Ez utóbbi üledékek az ismétlődött éghajlatváltozások során a mállás eredményeként a felszínen képződő vörösayag ásványi anyagává váltak. Így az alig süllyedő felszínen vörösayag telepszik vörösayagra (a vörösayag képződése a hegylábfelszíneket részben konzerválta). Hazánkban helyenként 2–5-ször ismétlődik (pl. Bátaszéki és Hatvani téglagyár, Visonta külszíni lignit bánya feltárásaiban). Az alföldi (Vésztő–Dévaványa–Csongrád–Mindszent) kutatófúrásokban legalább 8–10 rétegben bukkantak rá (PÉCSI et al. 1979, RÓNAI 1985).

Ezekben az 1–1,5 km-es kutatófúrásokban – amelyek a negyedidőszakot és legalább az újharmadidőszak pliocén szakaszát felölelték, több mint 100 eltemetett talaj fordul elő. Ebben az Alföldünkön levő üledékcsapdában van nagy

valószínűséggel a leghosszabb időszakra visszanyúló szárazföldi üledék-talaj sorozat a Kárpát-medencében, de legalább is Közép-Európában. A kínai lösz-fennsík (2000 m a tszf.) löszsorozatában 32, az alatta fekvő vörösayag sorozattal együtt 68–70 az eltemetett talajok száma. A tiszántúli alföldi süllyedékben az eltemetett talajok számát (Csongrád, Mindszent) 95 és 110 egységben tárták fel. Valószínű, hogy itt km-rel a tenger szintnél mélyebbre süllyedt szárazföldi üledéksor kevésbé erodálódott, így több éghajlati változás emlékét őrizte meg napjainkra. Az eltemetett talajok és a köztük visszamaradt homok, homokos agyag, homokos szilt (iszap) rétegek együttesen meghaladják a 250 rétegszámot, amelynek együttes kora átlagos kalkuláció szerint is legalább 5,5 millió évnek felel meg.

Az Alföldünk egyes üledécsapdáiban levő előbb említett szárazföldi üledéksor a MILANKOVIĆ radiációs görbéinek precesszió okozta változási menete és az alföldi üledékképződési sebesség átlagával számolt érték alapján is elég jó egyezést ad a pannóniai beltenger beszáradását termináló „Messzíniai sóképződési” csúcs idejével (5,6 millió év). Ez időszaknak valamivel rövidebb része (2–2,4 millió év) a negyedidőszakra, míg valamivel hosszabb része – 2,4–5,6 millió évek B.P. között – az újharmadidőszak pliocén szakaszára esik.

Mindkét időszakban (a Kárpát-medence és környezetében) az éghajlatváltozások ciklusai csaknem azonosak voltak, de a negyedidőszak első nagyobb része alatt mérsékelt meleg, mérsékelt hideg–száraz szakaszok váltakoztak egymással. A negyedidőszak második részében (kb. 1 millió éven át) hidegebb és száraz szakaszok (valódi jégkorszakok) váltakoztak mérsékelt meleg interglaciálisokkal. A pliocénben a félig száraz sivatagos éghajlati szakaszok váltakoztak félig száraz és szubhumidus (bokros, ritka erdős) szavanna éghajlattal.

A hazai idős löszök alatti, legalább 4–5 vörös agyagos talajképződménnyel és tarka agyagokkal jellemzett ún. „dunaföldvári fomáció” (PÉCSI 1975) fekéjében az ún. „baltavári homok” telepszik, amely a medence nyugati peremén a kiédesült pannóniai beltő regressziója során keletkezett. Híres állatsont maradványait úgy értelmezhetjük, hogy a baltavári homok klímája szavanna peremi fél-sivatagos jellegű volt, és a pannóniai tavi-folyóvízi feltöltődés záró, szárazulati időszakát képviselhette.

### Köszönetnyilvánítás

A tanulmányt az OTKA T.025703, T.02623 sz. szerződésekkel támogatta.

### Irodalom – References

- ÁDÁM L., MAROSI S. & SZILÁRD J. 1954: A paksi löszfeltárás. – *Földr. Közl.* **2/3**, 239–254.  
 BACSÁK, Gy. 1942: Die Wirkung der skandinavischen Vereisung auf die Periglazialzone. – Bp. 86 p.  
 BACSÁK Gy. 1944: Az utolsó 600 000 év földtörténete. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése.* 221–242.  
 BARISS M. 1953: Az eljegesedések okai és a MILANKOVIĆ–BACSÁK elmélet I. – *Földr. Közl.* **1/3–4**, 205–232.  
 II. 1954. **2/1.** 11–46. **III. 2/2.** 137–152.  
 BERG, L. Sz. 1953: Éghajlat és élet. – Akadémiai Kiadó, Bp. 523 p.



- BERGER, A. (ed.) 1984: Climatic variations and variability: Facts and theories. – Dordrecht, Boston, London, D. Reidel Publ. Company, 795 p.
- BULLA B. 1934: A magyarországi löszök és folyóteraszok problémái. – *Földr. Közl.* 62/7–9, 136–149.
- CHOLNOKY J. 1936: Magyarország földrajza. A Föld és élete. 6. kötet. – Franklin Kiadó, Bp, 530 p.
- JÁMBOR, Á. 1997: Some problems of the Late Cenozoic stratigraphy and history of Middle Transdanubia. – *Annual Report of the Hungarian Geological Institute of Hungary*, 1996/II, 192–198.
- KRIVÁN P. 1954: A közép-európai pleisztocén éghajlati tagolódása. – *MÁFI Évkönyv* 43/3, 363–503.
- LÓCZY L. id. 1886: A kínai birodalom természeti viszonyainak és országainak leírása. – Bp. Természettudományi Társaság, 882 p.
- LÓCZY L. 1913: A Balaton környékének geológiája és morfológiája. – Bp. Magyar Földrajzi Társaság Balaton Bizottság, 617 p.
- MILANKOVITSCH, M. 1930: Mathematische Klimalehre und astronomische Theorie der Klimaschwankungen. – In: KÖPPEN, W. & GEIGER, R. (eds): *Handbuch der Klimatologie I*. Berlin, Gebr. Borntraeger, 1–176.
- NEMECZ, E. & CSIKÓS-HARTYÁNI, Zs. 1995: Processes in soils and paleosols. A new method for the study of weathering. – *Geojournal* 36/2–3, 139–142.
- NEMECZ, E., PÉCSI, M., HARTYÁNI, Zs. & HORVÁTH, T. 2000: The origin of the silt size quartz grains and minerals in loess. – *Quaternary International* 68–71, 199–208.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. 1901–1909: Die Alpen im Eiszeitalter. 1–3. Leipzig, Chr. Harm. Tauchnitz. 1199 p.
- PÉCSI M. 1967: A löszfeltárások üledékeinek genetikai osztályozása a Kárpát-medencében – *Földr. Ért.* 16, 1–9.
- PÉCSI M. 1975: A magyarországi löszszelvények litosztratiográfiai tagolása. – *Földr. Közlemények* 23/3–4, 217–230.
- PÉCSI, M. 1982: The most typical loess profiles in Hungary. – In: PÉCSI, M. (ed.): *Quaternary Studies in Hungary*, Bp. Geogr. Res. Inst. Hung. Acad. of Sci. (Theory–methodology–practice, 24.) 145–170.
- PÉCSI, M. 1991: Problems of loess chronology. – *Geojournal* 24/2, 43–150.
- PÉCSI M. 1993: Negyedkor és löszkutatás. – Akad. Kiadó, Bp. (Theory–methodology–practice, 54) 375 p.
- PÉCSI M. 1997: Lösz- és őstalajsorozatok és a negyedidőszaki ősföldrajzi változások kutatásainak elvi–módszertani kérdései. – In: HAAS J. (ed.): *Fülöp József emlékkönyv*. Akad. Kiadó, Bp, 263–279.
- PÉCSI, M. & SCHWEITZER, F. (eds) 1995: Concept of loess, loess–paleosol stratigraphy. – Bp, Geographical Research Institute of Hungarian Academy of Sciences, *Loess InForm*, 3, 94 p.
- PÉCSI, M., SZEBÉNYI, E., SCHWEITZER, F., PÉCSI-DONÁTH, É., WAGNER, M. & PEVZNER, M. A. 1979: Complex evaluation of Dunaföldvár loesses and fossil soils. (Bio- and lithostratigraphical, paleopedological, thermal and paleomagnetic investigation.) – *Acta Geologica* 22/1–4, 513–537. – Studies on loess. INQUA Loess Comm. Conference. Akadémiai Kiadó, Bp. 513–537.
- PÉCSI, M., NEMECZ, E., HARTYÁNI, Zs. & HORVÁTH, T. 2001: Formation of mineral in loess and soils. – *Acta Geologica Hungarica* 43/4, 379–404.
- RÓNAI A. 1985. Az Alföld negyedidőszaki földtana. – *Geologica Hungarica. series Geologica*, 445 p.
- SCHERF, E. 1936. Alföldünk pleisztocén és holocén rétegeinek geológiai és morfológiai viszonyai és ezeknek összefüggése a talajalakulással, különösen a sziklatalajképződéssel. – *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentése az 1925–1928. évekről*, 265–273, 274–301.



# A negyedidőszaki környezetváltozások hatása a talajképződésre a Mátra és a Mátraelőtér példáján

*The imprints of Quaternary environmental change preserved in the Pleistocene soil-scape. Examples from the Mátra Foothills*

MICHÉLI Erika<sup>1</sup> – MINDSZENTY Andrea<sup>2</sup>

(5 ábra)

*Tárgyszavak: talajképző tényezők, talajképző folyamatok, paleotalajok, negyedidőszak, fagyváltozékonyság, kéregmozgások*

*Keywords: soil forming factors, soil forming processes, palaeosols, Quaternary, frost effects, seismic activity*

## Abstract

The recent soilscape of the Pannonian Basin is the result of a complex interaction between land surface modified by human activities and the changing environment. According to DOKUCHAEV parent material, climate, organisms, topographic relief and time are the five major controlling factors of soil formation. During the Quaternary significant changes occurred in these factors influencing the soil forming processes. Evidences of the changing environment preserved in the morphology and properties of surface and buried soils are common in Hungary. Examples showing evidence for impact of climatic and biological changes on the boundary of an uplifting mountain and a subsiding basin were documented in the Mátra region. These evidences permit the reconstruction of many of the details of prehistoric environmental changes and soil forming factors.

Many of the relict or buried palaeosols serve as substrate for soil formation and/or influence the current pedogenic processes and fertility. A review of soil properties potentially suitable as paleo-environmental indicators in relict or buried Quaternary soils is presented with comments on future tasks of palaeopedology in the Pannonian Basin.

## Összefoglalás

Hazánk talajtakarójának alakulásában fontos szerepet játszottak a negyedidőszaki környezetváltozások. Talajaink képződésében DOKUCHAEV óta öt talajképző tényezőt különböztetünk meg: földtani (talajképző kőzet), éghajlati, biológiai, domborzati tényezőket valamint a talajok korát („időtényező”). E tényezők közül szinte valamennyi szerephez juthatott negyedidőszaki talajaink képződésében, fejlődésében. A negyedidőszak talajai jelentős részének lösz szolgált talajképző közetül. A talajképződés során, az éghajlati változásokkal együtt, jelentősen változott a talajképző folyamatok lezajlása szempontjából meghatározó biológiai tevékenység intenzitása is. A negyedkori kéregmozgások és a velük szorosan összefüggő felszínalakító folyamatok meghatározták a képződő talajok domborzati helyzetét. A dolgozat a felsorolt tényezők negyedidőszaki változásainak felszíni és eltemetett talajainkban megfigyelhető bélyegeit foglalja össze és további tanulmányozásuk útjának kijelöléséhez kíván hozzájárulni.

<sup>1</sup> Szent István Egyetem, Talajtani és Agrokémiai Tanszék, 2100 Gödöllő, Páter K. u. 1.

E-mail: micheli@fau.gau.hu

<sup>2</sup> ELTE TTK, Alkalmazott- és Környezetföldtani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C

E-mail: andrea@iris.geobio.elte.hu

## Bevezetés

Az előzőekben felsorolt talajképző tényezők (földtani, éghajlati, biológiai, domborzati és időtényező) jelentőségét az alábbiakban lehet röviden összefoglalni:

A *talajképző kőzet* fizikai tulajdonságai, kémiai és ásványtani összetétele nagymértékben befolyásolja a rajta kialakult talaj tulajdonságait.

Az éghajlati tényezők közül jelentősek a hőmérséklet-, a csapadék- és a szélviszonyok, valamint ezek dinamikája. E tényezők határozzák meg, hogy mennyi energia és nedvesség éri a felszínt, milyen fizikai és kémiai folyamatok, és milyen sebességgel játszódhatnak le a talajban. Ugyanezek a tényezők felelősek, azért hogy a talajon milyen növények élhetnek és a növények által termelt szerves anyag milyen ütemben bomlik el, s a talajszintek között milyen irányú anyagforgalom jöhet létre.

Alapvetően a *domborzati tényezők* azok, amelyek meghatározzák a felszíni és felszín alatti vizek mozgásának irányát és ez által a talaj-táj rendszeren belül az anyag- és energiaáramlási folyamatokat, valamint módosíthatják az éghajlati tényezők hatását. A domborzat jelentős hatással lehet nemcsak a talaj fejlődésére, de a talajpusztulásra is.

A *biológiai tényezők* a talajon és a talajban élő szervezetek tevékenysége révén jutnak szerephez. A zöld növények elsősorban a szervesanyag termelésben, míg az állati és mikroszervezetek a megtermelt biomassza lebontásában, átalakításában és keverésében jelentősek a talajképződés során.

A talajtan tudománya a talajoknak *radiometrikus és relatív korát* különíti el. Az radiometrikus kor a talajképződés időben mérhető tartama, a relatív kor pedig a talaj fejlődési állapotát jelzi. Fiatal felszíneken is találkozhatunk fejlett talajokkal, ugyanakkor idős felszíneken előfordulhatnak fejlődésükben gátolt talajok. A fejlődésben való gátoltságnak a leggyakoribb oka a talajképző kőzet mállással szembeni ellenállása és/vagy a talajfelszín állandó pusztulása. Példaként említhetjük a pleisztocén löszön kialakult viszonylag fiatal, azonban genetikai szintekre tagolt, „fejlett”, agyagbemosódásos barna erdőtalajainkat, és az idősebb kőzeteken (grániton, dolomiton) kialakult gyengén fejlett köves, sziklás váz-talajainkat. Időben és fejlettségi állapotában egyaránt fiatal képződményekként említhetjük a folyóvízi öntésterületeken kialakult talajokat.

E tényezők negyedidőszaki változékonysága közvetlenül, vagy közvetve meghatározó volt jelenlegi talajtakarónk kialakulásában. A szárazföldi jég hazánkat ugyan nem érte el, de a Kárpát-medence periglaciális helyzete hatással volt az éghajlatra. A változó hidegebb és szárazabb, majd az enyhébb és nedvesebb éghajlat nem volt hatás nélkül a növénytakaróra és ezáltal a talajra sem (STEFANOVITS 1973). A negyedidőszaki talajképző tényezőknek és folyamatoknak mai talajaink tulajdonságaiban és morfológiai képeiben megőrzött bélyegeire a Mátra hegységben és előterében vizsgált képződmények szolgáltatnak szemléletes példákat.

### A Mátra és előtere reliktum talajai, valamint a jelenlegi talaj-táj jellegét meghatározó tényezők

A bemutatott példák, azért elsősorban a Mátra és előterének képződményei közül kerülnek ki, mivel itt egymás mellett található a mai és a negyedidőszaki események eredményei.

*A negyedidőszak hatása talajképző kőzeteinkre.* Hazánk legjelentősebb mezőgazdasági talajainak kialakulásában döntő szerepe volt a negyedidőszak egyik periglaciális képződményének a lösznek, hisz a lösz adja legtermékenyebb talajaink talajképző kőzetét. Mind ásványi összetétele, mind pedig fizikai tulajdonságai elsősorban a mezőszégi és kisebb hányadban a barna erdőtalajok kialakulásának kedveztek, illetve kedveznek. Az 1. ábra legkedvezőbb tulajdonságokkal rendelkező mezőszégi talajaink elterjedését mutatja, melyek szinte teljes kiterjedésükben löszön, vagy lösszerű üledéken jelennek meg.

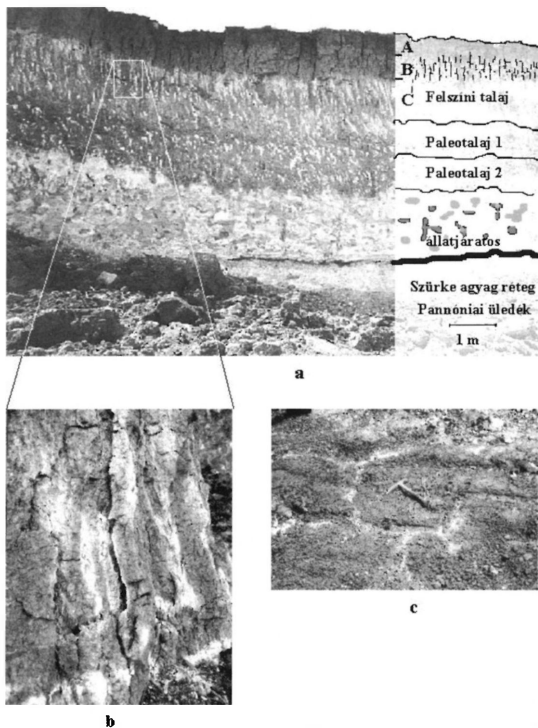


1. ábra. Hazánk löszön kialakult mezőszégi talajainak elterjedése

*Fig. 1 Distribution of the loess-derived grassland soils of Hungary*

A Mátra előterében található mezőszégi és erdőtalajok talajképző kőzetének ásványos összetétele némileg eltér a löszterületek átlagos összetételétől (átlagos összetétele: 45–50% kvarc, 15–20% földpát, 10% csillám, 10–15% kalcit, 1–2% amfibol, 10–15% agyagásvány) (HORVÁTH & GÁBRIS 1997). Ennek oka, hogy e területen a szokásos lösz összetételhez a vulkáni tufa anyagok mállástermékei, elsősorban az azokból képződő agyagásványok keverednek, vagy akár dominálnak (NÉMETH et al. 1999).

A lösz, mint fiatal talajképző kőzet felhalmozódása mellett igen fontos negyedidőszaki esemény volt a futóhomok területek kialakulása, valamint a felszínpusztulási folyamatok révén az idősebb rétegek vagy talajok felszínre kerülése, esetleg áthalmozódása, keveredése és új talajképző kőzetként való megjelenése.



2. ábra. A visontai lignitbánya külszíni fejtésének falában található recens- és az alatta húzódó paleotalajok (a), azok repedései kalcium-karbonát bevonattal, ill. kitöltéssel (b) valamint a repedések poligonális hálózata vízszintes metszetben (c)

Fig. 2 The vertical sequence of the recent surface soil and palaeosols of the Visonta lignite mine (a), Calcium carbonate coatings and fillings of cracks (b), Polygonal network of cracks filled by the calcium carbonate in horizontal section (c)

negyedidőszaki éghajlati tényezők változékonysága révén a legjelentősebb bélyeget a hőmérséklet- és nedvességviszonyok változása hagyták talajainkban. Egyik, e környezeti tényezőket kifejező bélyegként, a kőzet és talajanyagok mállottsági paramétereit tartjuk számon (BERÉNYI ÜVEGES 2001). Nagy kiterjedésben ismerünk felszíni talajokat, amelyeknek kilúgzottsági és mállottsági foka a jelenlegi klímaviszonyokkal nem magyarázható. Ezek a talajok reliktumként őrzik a negyedidőszak csapadékosabb periódusainak nyomát. Másik fontos éghajlati bélyeg talajainkban, a Kárpát-medence periglaciális helyzetével

összefüggő fagyjelenségekben őrződött meg. A fagy hatására keletkezett repedések, és azok szénsavas mésszel való kitöltődése országszerte számos példával illusztrálható. A 2. ábra a visontai lignitbánya külszíni fejtésének falában található mai és az alatta húzódó paleotalajok repedéseit, illetve azok polygonális hálózatát mutatja be. A repedéseket másodlagosan kivált kalcium-karbonát tölti ki. Ugyanezek a repedések egyszerű száradási folyamatok során is keletkezhetnek, itt azonban a fagy hatását egyéb makro- és mikromorfológiai bélyegek is bizonyítják, melyekről részletesen HORVÁTH Z. (1999) számolt be diplomadolgozatában. A 3. ábra az örökfagy (permafrost) hatásának egyértelmű bélyegét mutatja be. Az ábrán a visontai polygonális repedés hálózatot mutató réteg alatt települt, több méter vastag homok és egy azt átszelő, egyenes falú, függőleges repedés látható, melyet mész tölt ki. Ilyen repedés sem száraz, sem nedves laza homokban nem jöhetett volna létre. Mivel tektonikai folyamatra utaló egyéb jel a homokfalban nincs, feltételezhetjük, hogy a mély egyenes vonalú repedés a homokos üledék ilyen mélységig bekövetkezett fagyásának eredménye.

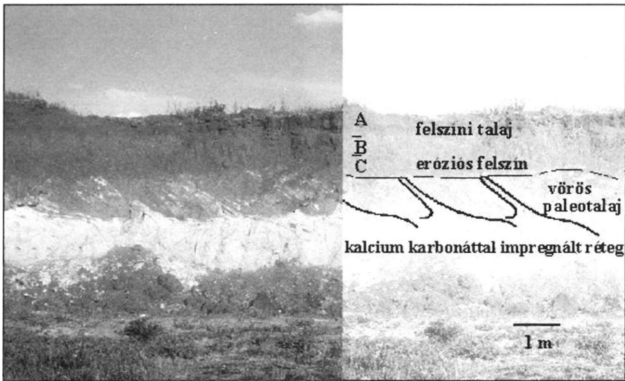


3. ábra. Több méter vastag homok és azt átszelő, kalcium-karbonáttal kitöltött, egyenes falú, függőleges repedés, mely a visontai polygonális repedés hálózatot mutató réteg alatt jelenik meg

Fig. 3 Straight, vertical crack filled with calcium carbonate in the several metre thick sand deposit underlying the polygonal layer at Visonta

A hőmérsékleti változások mellett a nedvességi-, és ezzel összefüggésben a kilúgzási viszonyok változásainak jegyei is megőrződtek. A Mátra vidék felszínére települő és folyamatosan pusztuló lösz rétegeket a pleisztocén interglaciálisok idején, a mainál nyilvánvalóan sokkal erősebb kilúgzási hatások érték. Ennek eredményeként a talajképződési időszakokban belőlük a  $\text{CaCO}_3$  több ciklusban a mélyebb rétegekbe vándorolt, s ott újra kristályosodva kicsapódott, és nagy mennyiségben felhalmozódott. A visontai külszíni lignitbánya vizsgált feltárásában felhalmozódott mész forrására irányuló becsléseink azt mutatták, hogy a mészfelhamozódási szintek felett, legalább 18 m-nyi lösznek kellett lennie, ahhoz, hogy az észlelt mennyiségű mész kilúgzódhasson. Feltevésünk szerint a lösz képződése és pusztulása folyamatos volt, vagyis vastag lösz réteg soha nem fedte a területet. A  $\text{CaCO}_3$  -nak elvileg a löszön kívül egyéb forrásai is lehetnek, azonban mind morfológiai, mind pedig stabilizotópos vizsgálataink „másodlagos” pedogén kicsapódási körülményekre utalnak (MICHÉLI et al. 1999).

A domborzati tényezők változásának hatása elsősorban a nagymértékű felszínpusztulási, áthalmozási és üledékdeformációs jelenségekben mutatkozik meg.



4. ábra. Verseg község határában található feltárás, melyben tanulmányozhatók mind a lejtőn való anyagmozgásból származó deformációs bélyegek, mind pedig az egykori pusztuló területre jellemző eróziós felszínhatárok

Fig. 4 Evidence of deformation created by slope mass movement, and erosion surfaces of the degraded landscape can be observed in the vertical section of the Verseg site

Talajaink esetében erre bizonyítékként az egyes genetikai szintek hiányát, vagy olyan rétegek jelenlétét lehet említeni, melyek nincsenek genetikai kapcsolatban a talajszelvény egyéb szintjeivel. Ezek felismerésére különböző mérlegszámítási eljárásokat alkalmazunk (STEFANOVITS 1971). A lejtős talajmozgás egyik szép példáját mutatja be a 4. ábra. A Verseg község határában található feltárásban tanulmányozhatóak mind a lejtőn való anyagmozgásból származó deformációs bélyegek, mind pedig az egykori pusztuló területre jellemző eróziós felszínhatárok.

A biológiai talajképző tényezők elsősorban a talajon és a talajban élő szervezetek tevékenységében jutnak érvényre. A váltakozva hidegebb és szárazabb, majd az enyhébb és nedvesebb éghajlat nem volt hatás nélkül sem a növénytakaróra sem az állatvilágra és ezáltal a talajra sem. A viszonylag melegebb és nedvesebb interstadiális, valamint interglaciális időszakokban a növényzet dúsabb volt, és a ritka füves löszpusztákat felváltotta az erdő vagy az erdőssztyepp. A magyar negyedidőszak kutatók munkássága alapján ma már a löszszelvényekből előkerülő elszenesedett növényi maradványok és pollenek vizsgálatával, az apró löszcsigákkal, állati csontok és egyéb leletek meghatározásával részletes képet kaphatunk a negyedkor biológiai környezetéről (pl. KRETZOI et al. 1982, MIHÁLTZNE 1982, FÜKÖH et al. 1995, KOMLÓDI 2000 stb). A talajokban, a pollenek és esetleges egyéb növénymaradványok mellett, leginkább a biomaszából keletkező humuszanyagok mennyiségéből és összetételéből következtethetünk a vegetációra. Az állati tevékenységet, főként a talajlakó állatok járatai, és talajkeverő tevékenysége jelzi. Mindezeknek az adatoknak az értéke abban rejlik, hogy az egykori ökoszisztémára vonatkozó „in situ” információt szolgáltathatnak





5. ábra. Az atkári talaj, amely a negyedidőszaki környezeti változásokkal összefüggő jelenségek komplex hatását őrzi. A képződmény deformációs jelenségei az áthalmozás, fagyás biológiai keverés és talán szeizmikus események összetett, valószínűleg több ciklusban létrejött eredménye.

Fig. 5 Atkár soil formation is preserving the complex impact of several cycles of Quaternary environmental changes. Deformation is believed to be a cumulative result of mass movement, bioturbation, frost effects and possible seismic activity

a kutatók számára. A 2. ábrán a visontai feltárás mélyebb rétegeiben a *Lagurus lagurus* nevű (KORDOS László szóbeli közlése alapján), a felső-pleisztocén füves pusztákra jellemző kis emlősállat talaj-keverő tevékenysége szolgál példával.

A talajképző tényezők és azok hatásai mindig, együttesen lépnek fel, s a változó környezeti körülmények között igen komplex módon jelennek meg a talajban. A negyedidőszaki környezeti változások, áthalmozási, fagyási és deformációs jelenségek, valamint a biológiai keverés összetett, valószínűleg több ciklusban létrejött világszerte ritkának mondható képződménye az atkári talaj. Forma- és színvilágában különlegesen alkotott a természet, ezt illusztrálja az 5. ábra. Az aktuális talajképződés számára ez a képződmény egyszerűen szubsztrátum, amely ásványos összetétele révén tápanyagszolgáltatóként funkcionál.

## Diskusszió

A negyedidőszak klímaváltozásainak bélyegeit hordozó reliktum talajok a felszíni talajképző folyamatok szubsztrátumaként szolgálva, jelentősen befolyásolhatják a mai aktív pedogén zónában lejátszódó folyamatokat is. BRONGER & CATT (1998) elsősorban nyugat-európai és észak-amerikai példákra hivatkozva már felhívták a figyelmet néhány olyan pedológiai jelenségre, amelyek alapA

vetően meghatározzák a felszíni talajok mezőgazdasági hasznosítását. A szerzők elsősorban az interglaciális időszakok erős kilúgzódási folyamatai révén bekövetkező talajsavanyító hatást valamint az ezzel együttjáró agyagosodás következtében módosuló permeabilitást emelték ki. A glaciális időszakokkal kapcsolatban, a Nyugat-Európában gyakori „fragipan” kialakulására és ennek az altalaj vízháztartását kedvezőtlenül befolyásoló hatására mutattak rá. Mint ismeretes a „fragipan” erősen savanyú körülmények között kialakult, szilikáttokban gazdag, felszín alatti cementált réteg, mely a nedvesség és gyökerek számára nehezen átjárható.

A Kárpát-medence negyedidőszaki paleotalajai több vonatkozásban eltérnek a nyugat-európai átlagtól: 1. A glaciális időszakokra jellemző fagyhatás a száraz Kárpát-medencében pl. minden valószínűség szerint enyhébb volt, mint a nedvesebb Északnyugat-Európában. A feltehetőleg orográfiai okokból rendkívül száraz Kárpát-medencében nincs tudomásunk pl. pingókról, s a termokarszt vagy a poliginális tundra is inkább kivételes mint általános jelenség. 2. A Pannon-medence üledékes kitöltése valamint a medencekeret neogén vulkanitjai, ill. a mezozoos karbonátos képződmények folyamatosan biztosították a Mg, Ca, Na, K-ban gazdag finom törmelék, emiatt a csapadékosabb interglaciális időszakokban bár a kilúgzódás itt is felerősödött, az emiatt bekövetkező talajsavanyodás nem érhetett el olyan fokot, mint Nyugat-Európában. Figyelmet és további kutatást igényel a negyedidőszaki talajok szerepe jelenkori talajaink tápanyagforgalmában és vízháztartásának alakításában

### Következtetések

A fentiek alapján kimondhatjuk, hogy a negyedidőszak eseményei jelentős hatással voltak mai talajaink képződési körülményeire. A kialakult talajok vagy reliktként a felszínen, vagy fiatalabb képződmények által eltemetve, fosszilis talajként fordulnak elő. E talajok igen fontosak, hiszen hatással vannak a jelenkori talajfolyamatokra, továbbá tulajdonságaikban és morfológiai bélyegeikben őrzik az öskörnyezetre vonatkozó információt, s ezáltal rekonstruálhatóvá teszik a pleisztocén–holocén klímaváltozás finom részleteit.

### Irodalom – References

- BERÉNYI ÜVEGES J., NÉMETH T., MICHÉLY E. & TÓTH M. 2002: Talajképződési folyamatok rekonstrukciója morfológiai, talajtani és ásványtani vizsgálatok alapján egy Visontai paleotalaj szelvényében. – *Agrokémia és Talajtan*. (in press)
- BERÉNYI ÜVEGES J. 2001: A negyedkori klímaváltozások bélyegei a Mátraaljai paleotalajokban. – Ph.D. disszertáció, Gödöllő, SZIE.
- BRONGER, A. & CAIT, J. A. 1998: The position of paleopedology in geosciences and agricultural sciences. – *Quaternary International* 51/52, 87–93.
- FÜKÖH, L., SÜMEGI, P. & KROLOPP, E. 1995: Quaternary malacostigraphy in Hungary. – *Malacological Newsletters Suppl.* Gyöngyös 291 p.
- HORVÁTH Z. 1999: Plio-pleisztocén felszínfejlődési rekonstrukció pontosítása a Mátra DK-i előterében. – Szakdolgozat, ELTE TTK, Alk. Földtani Tszk. 186 p.

- HORVÁTH, E. & GÁBRIS, Gy., 1997. Geochronology of middle and upper Pleistocene loess sections in Hungary. – *Quaternary Research* **48**, 291–312.
- KOMLÓDI, M. 2000: Evolution of Flora in the Carpathian Basin. – Selected Studies II. Vol. IX. Sopron, 5–59.
- KRETZOL, M., MÁRTON, P., PÉCSI, M., SCHWEITZER, F. & VÖRÖS, A. 1982: Pliocene Pleistocene correlative sediments in Hungary based on lithological geomorphological paleontological and paleomagnetic analyses of the exposures in the open cast mine at Gyöngyösvisonta. – In: Pécsi, M. (ed.): *Quaternary studies in Hungary*, Budapest, MTA Földrajztudományi Kutató Intézet, 43–75.
- MICHÉLI, E., HORVÁTH, Z., MINDSZENTY, A., MCFEE, W. W. & SIMON, B. 1999: Transport and Recrystallization of Calcium Carbonate in Paleosols. – *Annual Meeting of the American Society of Agronomy*, 1999, Salt Lake City, USA, Agronomy Abstracts p. 167
- MIHÁLTZNÉ FARAGÓ R. 1982. Tiszántúli alapfúrások palinológiai vizsgálata. – *MÁFI Évi Jel.* **1980-ról**, 103–120.
- NÉMETH, T., BERÉNYI ÜVEGES, J., MICHÉLI, E. & TÓTH, M. 1999: Clay minerals in paleosols at Visonta, Hungary. – *Acta Mineralogica-Petrologica*, Szeged **40**, 11–20.
- STEFANOVITS, P. 1971: Brown forest soils of Hungary. – Akadémiai Kiadó, Budapest 44–60, 118.
- STEFANOVITS, P. 1973: The influence of the Pleistocene slope deposit formation and mass movement on the soil cover. – *Földrajzi Közlemények* **1973/2** 145–151.



# **Posztpannóniai környezetváltozásra utaló terepi és mikromorfológiai sajátosságok a visontai lignitösszlet fedőrétegsorában (Visonta, Észak-Magyarország)**

*Environmental change reflected by a post-Pannonian soil/sedimentary complex. Geology and micromorphology of the cover sequence of the Visonta lignite deposit (Mátra Hills, Northern-Hungary)*

HORVÁTH Zoltán<sup>1</sup> – MICHELI Erika<sup>2</sup> – MINDSZENTY Andrea<sup>1</sup> –  
BERÉNYI ÜVEGES Judit<sup>2</sup>

(4 ábra, 16 fotó)

*Tárgyszavak: negyedidőszak, környezetváltozás, örökságyag, talajosodás, fagyjelenségek, mikromorfológia*  
*Keywords: Quaternary, environmental change, red clay, soil formation, frost features, micromorphology*

## **Abstract**

This preliminary study is a result of the cooperation between the Department of Applied and Environmental Geology of Eötvös Loránd University and the Department of Soil Science and Agricultural Chemistry of the Szent István University. The details of this study can be found in the M. Sc. Thesis of the senior author (HORVÁTH 1999).

We present the results of field- and laboratory work done on Pliocene–Pleistocene formations exposed in the open-cast lignite mine of the Mátra Power Station.

The most important observations made in the course of the study of 11 profiles are the followings:

The reddish brown silty clay ("red clay") is separated by a distinct erosional unconformity from the underlying lignitiferous Late Pannonian alluvial sequence. Based on the thickness of the red clay, the studied 11 profiles could be divided into two main groups according to their position related to the palaeolandscapes.

The platy structure of the bedrock was identified as being the result of frost action. The position of the "red clay" in the palaeovalley and its pedorelict-bearing texture suggest that the red clay has been resedimented. The abundance of soil structure, soil horizons and clay illuviation are, however, the signs of *in situ* soil formation.

Traces of microfauna living near the soil surface could be identified by micromorphological means from the red clay. It suggests that the accumulation of red clay has been punctuated by periods of soil formation.

## **Összefoglalás**

Jelen tanulmány az ELTE Alkalmazott- és Környezetföldtani Tanszéke és a Szent István Egyetem Talajtani és Agrokémiai Tanszéke között 1997 óta fenálló együttműködés időszakában végzett kutatás és az ennek során született szakdolgozat (HORVÁTH 1999) részeredményeit mutatja be.

A Mátrai Erőmű Rt. mátraaljai külfejtéseiben, pliocén–pleisztocén képződmények 11 db rétegoszlopát vizsgálva megállapítható volt, hogy a vizsgálat alá vont vörösbarna kőzetlisztes agyag (továbbiakban vöröskágyag) diszkordancia felülettel elválasztva települ a fekjűt képező, telepnyomokat tartalmazó, alluviális felső-pannon lignitfedő képződményre.

Bemutatunk két típuszelvényt; a vöröskágyag fekjűtében felismert lemezes szerkezetet, amely fagyhatás következménye; és demonstráljuk, hogy a vörösbarna kőzetlisztes agyag paleoölgybeli

<sup>1</sup>ELTE Alkalmazott- és Környezetföldtani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány P. sétány 1/c

<sup>2</sup>Szent István Egyetem, Talajtani- és Agrokémiai Tanszék, 2100 Gödöllő, Práter Károly u. 1.

helyzete, pedoreliktum-szemcsés szövete áthalmazottságot jelez. Ugyanakkor a helyben történt talajképződési folyamatokat bizonyítja az életnyomok gazdagsága, a talajszerkezet, a talajszintek és a szelvénybeli agyagmozgás jelenléte.

Mikromorfológiai vizsgálatokkal a vörösiszapból talajfelszín közelében élő mikrofaunát sikerült kimutatni, mely arra utal, hogy a vörösiszap felhalmozódása közben talajképződési időszakok is voltak.

## Bevezetés és kutatástörténet

A visontai külfejtésben a – főként a lignitbányászathoz kapcsolódó – földtani kutatásról, térképezésről rendelkezésre álló adatokat JÁMBOR et al. (1966), MIKLÓS (1967), CSILLING et al. (1985) foglalták össze. A környezetváltozás témaköréhez tartozó kutatások közül az alábbiakat emeljük ki:

KRETZOI et al. (1982) méréseket végeztek a Thorez Bánya Keleti-II. sz. külfejtésében. A geomorfológiai, paleontológiai és paleomágnese vizsgálatok alapján megállapították, hogy a lignitet fedő hordalékkúp összlet olyan eróziós-akkumulációs epizódokból álló folyamatsor eredményeként jött létre, amelynek során legalább 15 alkalommal ment végbe mállás, ill. talajképződés.

SZÉKELY (1960) és PÉCSI (1991) szerint a („valódi”) vörösiszap a késő-pannóniai végén, ill. azt követően a hegyláb felszín formálódása során alakult ki, szélsőségesen mediterrán klimatikus feltételek között. PÉCSI (1991), a rendelkezésre álló bio- és litosztratigráfiai, továbbá a paleomágnese vizsgálatok és a rétegtani-geomorfológiai helyzet figyelembevételével arra következtetett, hogy a valódi vörösiszap helyben képződött maradványai, főként a Gilbert, ill. azt megelőző paleomágnese szakaszból is (4,0–5,5 M év) származhatnak.

A terület biosztratigráfiai feldolgozásában részt vett FODOR és VÖRÖS (1990), akik pleisztocén gerinces csontleleteket dolgoztak fel, HIR (1988) puhatestűeket és aprógerinceket írt le a külfejtés löszrétegeiből. FÜKÖH (1999) kvartermalakovizsgálatokat alkalmazott a Mátraalja negyedidőszaki fejlődéstörténetének kiegészítésére.

A Mátraalján, a Keleti-I. és Nyugati bányákat már bezárták, jelenleg a Keleti-II. sz. és az ún. „Kis Déli” bányákban, illetve a KÉK felé a Bükkábrányi külfejtésben folyik lignit kitermelés. A külfejtések mindegyike jó lehetőséget kínál a pliocén–pleisztocén képződmények és földtani folyamatok nagy területen való tanulmányozására.

## A terület földtani felépítése

JASKÓ (1985) összefoglalása nyomán a következő főbb jellemzőket emeljük ki:

A Cserhát, Mátra és a Bükk hegységet délről szegélyező neogén süllyedéket kitöltő képződmény legalsó tagja nagy vastagságú (3500 m). A Mátra közvetlen déli előterében az alsó-pannóniai összletet nem ismerjük. Idézett szerző, a lignitlepes összlet alatt, a Mátra–Bükkalján a felső-pannóniai alemelet középső tagozatának oszcillációs szintjét érti. A lignitlepes összlet vastagsága maximum 150–250 m. A fedőösszlet a Mátra és a Bükk déli tövében pleisztocén korú, s csak a Hatvan, Vámosgyörk, Füzesabony vonaltól délre – ahol az összlet a mélybe süllyed – iktatódik közéjük egy főleg agyag és homokrétegek váltakozásából álló

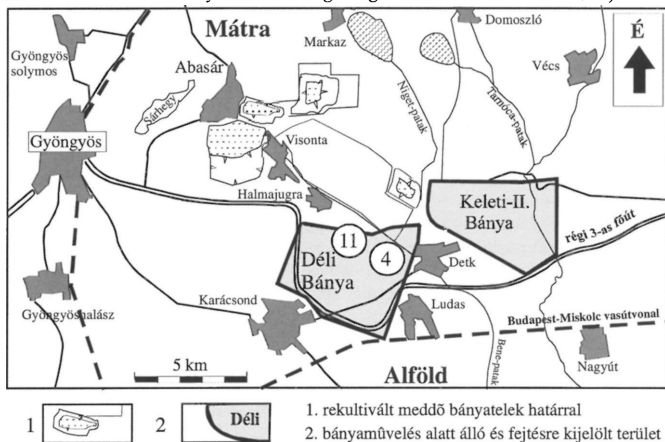
és lignittelepeket már nem tartalmazó rétegcsoport. A pliocénnek ezt a zárótagját nevezték régen „levanteinek”. A fúráshálózat adataiból pontosan megszerkesztett földtani szelvények segítségével a pliocén végi és pleisztocén eleji domborzat jól nyomonkövethető.

A negyedidőszaki fedőtakaró eróziós diszkordanciával fedi a telepes összlet felszínét, geometriailag a pliocén végi lepusztulási reliefhez igazodik. Ez az összlet dél felé gyorsan kivastagszik: a kvarter fedőtakaró a Mátra és a Bükk hegység lábánál 20–25 méternél nem vastagabb, de néhány tíz km-re délebbre a 100–150 métert is elérheti. A pleisztocénben a Mátra és a Bükk kiemelkedése következtében a hegységek területén megnőtt a reliefenergia és a törmelék-szállítás. A hegylábi környezetben ugyanekkor, a patakok lecsökkent szállító-képessége következtében az üledék hordalékkúpok formájában terült szét a pliocén–pannóniai képződmények felszínén. A Mátra D-i hegyláb felszínén lera-kódott hordalékkúpok kavicsanyaga túlnyomórészt a mátrai vulkanitok lepusztulásából származik.

### A vizsgált szelvényszakasz bemutatása

A vizsgálat alá vont terület a Kis-Déli Bányüzem DNY-i részén (1. ábra, 1. kép) helyezkedik el.

800 méteres szakaszon a szelvények talpa, a felső bányaművelési szinten 125 és 130 m tszfm. közötti helyzetű, tetőmagasságuk 133 és 147 m közötti, a jelenlegi



1. ábra. A vizsgálat alá vont terület vázlatos helyszínrajza a Mátraalján. A számok a dokumentált szelvényeket jelölik (forrás: Mátrai Erőmű Rt. Geológiai Osztály)

Fig. 1 Map numbers indicate the described profiles (source: Geological Department of the Mátra Power Station)



1. kép. A Visonta „Kis Déli” bányauzem részlete. A felső-pannóniai lignitet tartalmazó alluviális sorozatot a vörösayagtól egy, az egykori domborzatot is kijelölő éles diszkordanciafelület választja el. Háttérben a Mátra látható. —  
*View of the “Little South” quarry. Sharp unconformity surface divides the Late Pannonian lignite-bearing alluvial series (bottom) and the red clay (above)*

domborzat függvényében. A pliocén–pleisztocén összleten belül K-ról Ny-ra haladva két kifejlődési típus különíthető el.

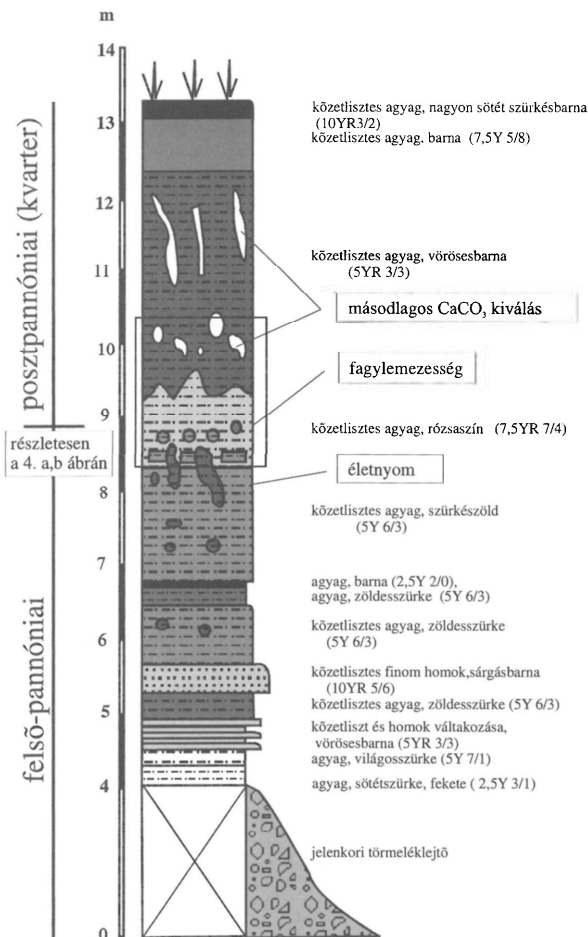
A szelvényszakasz K-i részén paleovölgybeli helyzetben vizsgáltuk az általunk 4-es számmal jelölt szelvényt (2. ábra, 2. kép). A 8 méter vastag, zöldesszürke agyag és keresztrétegzett sárgásbarna homok váltakozásából álló képződményegyüttes fekete szenes agyag sávokat tartalmaz. A zöldesszürke agyag szenes sávokkal, hidromorf paleotalajokkal megszakított ártéri kifejlődésként, a keresztrétegzett homok egykori övzátóny részeként értelmezhető. Mindkettő még a felső-pannóniai alemeletbe tartozó lignitet fedő alluviális sorozathoz kapcsolódik (CSILLING et al. 1985).

A képződményegyüttes felső része helyenként jellegzetes lemezes, lencsés szerkezet mutat (3. kép), valamint vörösayaggal kitöltött sűrű életnyomok tagolják (4. kép). A nyomfossziliák geometriai tulajdonságait (méteres hosszúság, dm-es vastagság, elágazások vö. RETALLACK 1990) és a bennük, KORDOS László által talált *Lagurus lagurus* figyelembe véve, az állatjártatokat kisméretűek hozhatták létre.

A lemezes szerkezet már terepen is megengedi a fagyhatás feltételezését (VAN VLIET-LANOE 1985), míg a vörösayaggal kitöltött, gyakori állatjártatok gazdag élettevékenységet jeleznek, amelynek melegebb, nedvesebb környezet kedvez. Az e felett lévő kb. 1 m vastag rózsaszín kőzetlisztes agyagban a zöldesszürke agyag breccsás darabjai láthatóak (3. ábra, a, b). Ehhez szintén fagylemezes szerkezet kapcsolódik.

A rózsaszín kőzetlisztes agyagra felfelé vörösesbarna kőzetlisztes agyag következik, melynek alsó részén meszes csomókat, felső részén hézagkitöltéseket találunk, amelyek finom pormésszel vannak kitöltve. Az uralkodó agyagásvány ebben a szelvényben szmektit (NÉMETH et al. 1999). Az agyag szerkezete hasábos, gyakoriak benne a fényes csúszási tükrök (5. kép).



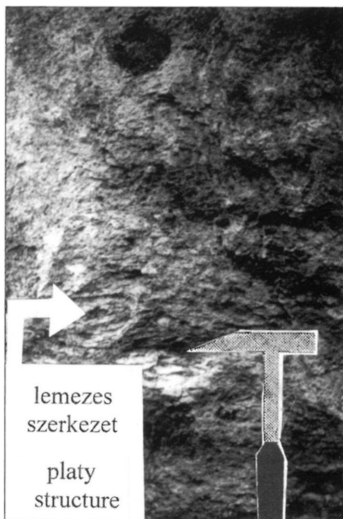


2. ábra. A 4-es számú szelvényezési pont földtani rétegszlopa, amely egy paleovölgybeli helyzetet képvisel. Jobboldalt a képződmény neve, színe és a Munsell skála (Munsell 1990) szerinti színkódja olvasható. Sztereokoordináták: X: 29630, Y: 76700, Z: 135 m (1 m)

Fig. 2 Stratigraphic column of site N° 4 indicates palaeovalley position. Petrography, colour and Munsell Chart codes (Munsell 1990) are presented. Stereocoordinates: X: 29630, Y: 76700, Z: 135 m (+/- 1 m)



2. kép. A 4-es számú szelvényezési ponton készült felvétel. A világos színű, lignit-telepnyomokat tartalmazó – ezért biztosan késő-pannóniai korú – lignitfedő képződményegyüttes és az efelett található posztpannóniai vörösgyag között a réteghatár elmosódott, mert az egészet életrnyomok járják át és különféle mészfelhalmozódások tarkítják. — *The site N° 4 on the field. Light coloured Late Pannonian sandy-silty clay (bottom) and post Pannonian red clay (above). The boundary inbetween the two is blurred by abundant bioturbation and accumulations of secondary  $\text{CaCO}_3$*

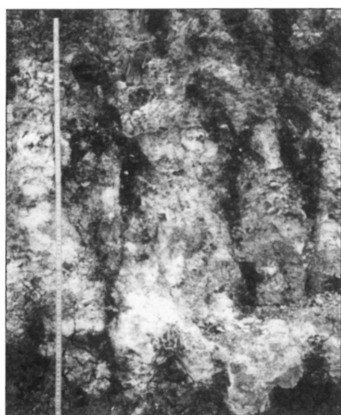
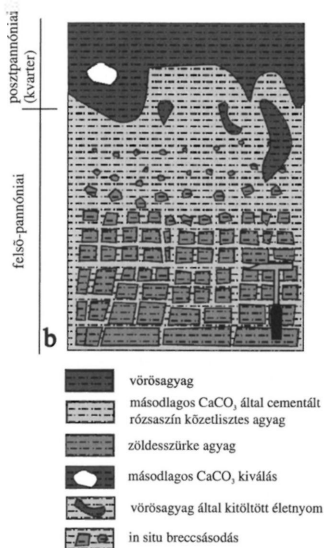


3. kép. Fagylemezes szerkezet a felső-pannóniai alemeletbe tartozó alluviális sorozat felső részén, az eróziós diszkordancia felület alatt. — *Platy structure resulted by frost action on the upper part of the Late Pannonian alluvial series, immediately below the unconformity*



3. ábra. A felső-pannóniai alemeletbe tartozó alluvális sorozat felső részén megfigyelt (a) és értelmezett (b) lemezes, breccsás szerkezet. Kialakulásában a fagyás-olvadás ciklusok változásának és az egyidejű másodlagos  $\text{CaCO}_3$  kiválásnak volt szerepe

Fig. 3 Observed (a) and interpreted (b) platy, brecciated structure in the upper part of the Late Pannonian alluvial series. Repeated freeze-thaw cycles and the simultaneous precipitation of secondary  $\text{CaCO}_3$  played a role in the formation of it



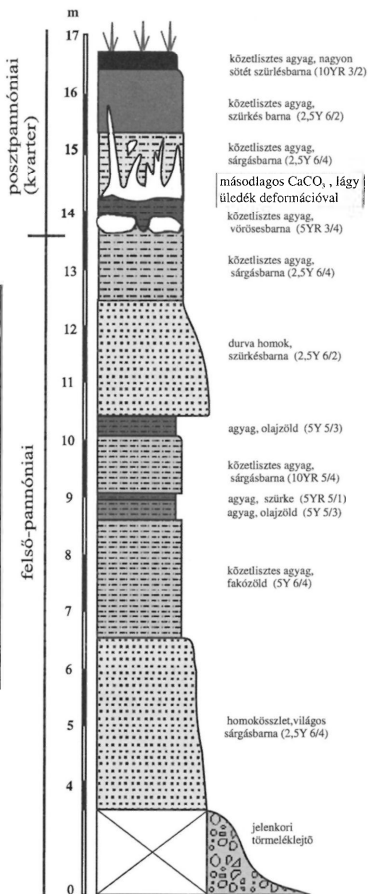
4. kép. Életnyomok harántolják a lignittelepnyomokat tartalmazó képződményegyüttest. Kitöltésüka rétegsor felső részén található vörösayagból származik. — The lignite-bearing formation is penetrated by abundant biogalleries. These are filled by red clay originating from the upper part of the stratigraphic column

4. ábra. A 11-es számú szelvényezési pont, amely egy paleomagaslatti helyzetet képvisel. Jobboldalt a képződmény neve, színe és a Munsell skála szerinti színekódja olvasható. Sztereokoordináták: X: 30030, Y: 76350, Z: 140 m (+/- 1m)

Fig. 4 Stratigraphic column of site N° 11 indicates palaeoheight position. Petrography, colour and Munsell Chart codes are presented. Stereocoordinates: X: 30030, Y: 76350, Z: 140 m (+/- 1m)



5. kép. A vörösbarna kőzetlisztes agyag szerkezete hasábos, fényes csúszási felületek láthatóak benne. Mindez a váltakozóan száraz-nedves időszakok váltakozásának az eredménye duzzadó agyagásvány jelenlétében. A mészcsoomók későbbi, szárazabb klímát jeleznek. — Prismatic structure of the reddish brown silty clay and slickensides supposed to have been resulted by repeated wetting and drying in the presence of shrinking clay



A vörösbarna agyag, a RETALLACK (1990) szerinti vertisol típusú paleotalajként értelmezhető.

A vörösbarna agyag felett sötétbarna kőzetlisztes agyag (valószínűleg löszderivátum) települ. Ezen alakul ki a jelenkori talajtakaró, amely csernozjom barnaerdőtalaj, hasábos B szinttel és jelentős mennyiségű kalcium-karbonáttal a C szintben.



6. kép. A 11-es szelvényezési ponton készült felvétel. A vastag, rétegzett késő-pannóniai korú lignittelepnyomos fedőösszlet felett zavart réteghatár után következik a vörösbagyag. A szelvény tetején a mészkiválások látványos lágy üledék deformációt mutatnak. — Site N° 11. The boundary between the red clay (on top) and the thick Late Pannonian alluvial sediments (bottom) is disturbed. Secondary  $\text{CaCO}_3$  precipitations exhibit spectacular soft-sediment deformations close to the top of the profile

7. kép. Mikroszkóp alatt látszik jól a lemezes szerkezet, amelyhez tömör, pórusmentes, aggregátumok kapcsolódnak. Az aggregátumok peremén vörösbarna Fe-oxidos kéreg, hártyszerű képződmény található. Létrejöttét véleményünk szerint fagyás-olvadás ciklusok váltakozása okozta (1 N). — Platy structure with dense, non-porous aggregates. Note the red-russet Fe-oxide rich internal hypo-coating on the margins of the aggregates, thought to have formed as a result of freeze-thaw cycles (1 N)

A szelvényszakasz Ny-i részén a lepusztulási felszín paleomagaslatnak megfelelő tartományában a lignitfedő alluviális sorozat nagyobb vastagságban tanulmányozható. Itt csonkult, kb. 3 m vastag a vörösesbarna kőzetlisztes agyag, az infúziós lösz és a jelenkori talajszint (4. ábra, 6. kép).

A mindkét szelvényben megfigyelt ferde, meszes hézagkitöltések, hullámos lángnyelv-, párna szerű formák, anyagkeveredések lágy üledékdeformációként értelmezhetőek, amelyek a duzzadó agyag jelenléte (száradás-összehúzódás, nedvesedés-tágulás), terhelés, a lejtős térszín, a fagyhatás és/vagy szeizmikus sokk miatt is kialakulhattak (6. kép).

## Mikromorfológiai megfigyelések

Az őskörnyezetváltozás és a felszíninformálódás nyomomonkövetését akkor segítik a mikromorfológiai megfigyelések, ha az általunk azonosított vázszemcsék és talajmátrix, illetve utólag kivált képződmények alakjáról, szöveti és szerkezeti viszonyairól, ezek esetleges megváltozásáról pontosabb információt kapunk.

A mikromorfológiai megfigyeléseink közül az alábbiakat emeljük ki:

### *A késő-pannóniai korú alluviális sorozat felső része*

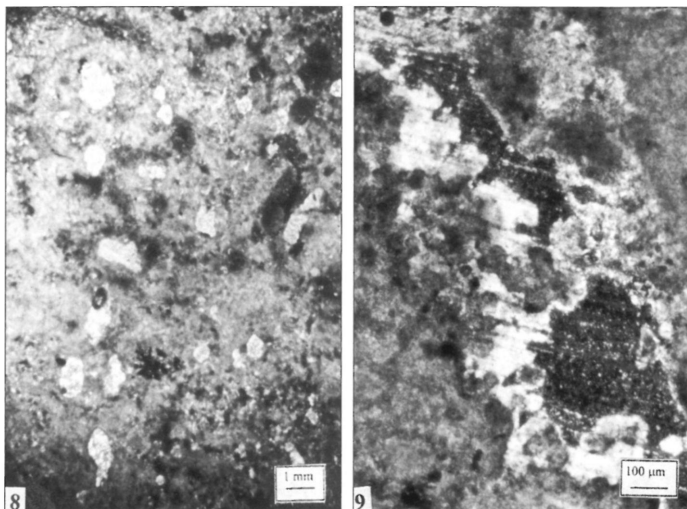
1. Az olajzöld agyag és rózsaszín kőzetlisztes agyag határánál, annak környezetében – a terepen is megfigyelhető breccsás szerkezethez, lencsés  $\text{CaCO}_3$  kiváláshoz kapcsolódóan – mikroszkópi méretekben is *mikrolemezes szerkezetet*, nyílt vízszintes hézagokat, tömör, pórusmentes, *aggregátumokat* sikerült kimutatni. Az aggregátumok peremén vörösbarna Fe-oxidos kéreg, hártyszerű képződmény található (7. kép). Mivel ezek az aggregátumok nyílt vízszintes hézagokhoz, lemezes szerkezethez kapcsolódnak, irodalmi analógiák alapján fagyhatás eredményének minősíthetők. (VAN VLIET-LANOE 1985; BECZE-DEÁK 1997). Létrejöttük a fagyás-olvadás ciklusok váltakozása során a kifagyással járó ultraszáradás miatti tömörödésnek köszönhető. Az aggregátumok felületét burkoló Fe-oxid hártya az aggregátumok közötti hézagokból kifagyott vízből válhatott ki.

A mikrites aggregátumok úgy jöhettek létre, hogy a fagyás-olvadás ciklusok váltakozása során fagyáskor a víz megszilárdulása következtében a maradék oldat betöményedik, hidrogén-karbonát ionokra túltelítetté válik, ezért kalcium-karbonát válik ki (VAN VLIET-LANOE 1985). A fagy hatására bekövetkező Fe-oxid kiválását KRIVÁN (1958) jég-lencsés-leveles állótundra jelenségek magyarországi bemutatása kapcsán írta le.

2. A gyakori *hólyagüregek* valószínűleg a fagyás miatti kigázosodás során keletkeznek (8. kép). Ez megvalósulhat ismételt száradás/átmedvesedés következtében, de eredményezheti a fölös szén-dioxidnak a jég-lencsék, jeges csomók kialakulása során bekövetkező eltávoztása is (vö. FITZPATRICK 1956 in VAN VLIET-LANOE 1985 és BREWER 1976).

A jég-lencsék által elhagyott nyílt repedések, hézagok rendkívül stabilak (VAN VLIET-LANOE 1985). Ilyen hólyagüregek lemezes szerkezettel párosulva az alluviális sorozat felső részében találhatóak, ezért gondoljuk, hogy velük kapcsolatban indokolt a fagyhatás feltételezése.

3. A felső-pannóniai alluviális sorozat felső részén található mészdús lencséből, összefüggő karbonátrétegekből, a kemény meszes csomókból és a felső vörösgyagyas képződményből származó mintákban megfigyelt karbonát-kiválások jellemzően *mikritesek* (9. kép). Ez utalhat arra, hogy a mészsanyag kiválása gyagyas képződményben történt (WIEDER & YAALON 1974 in BECZE-DEÁK 1997), de magyarázható azzal is, hogy a túltelített oldatból való gyors kiválás egyfajta evaporáció (FOLK 1974 in BECZE-DEÁK 1997), esetleg fagykiszáradás eredménye lehet.



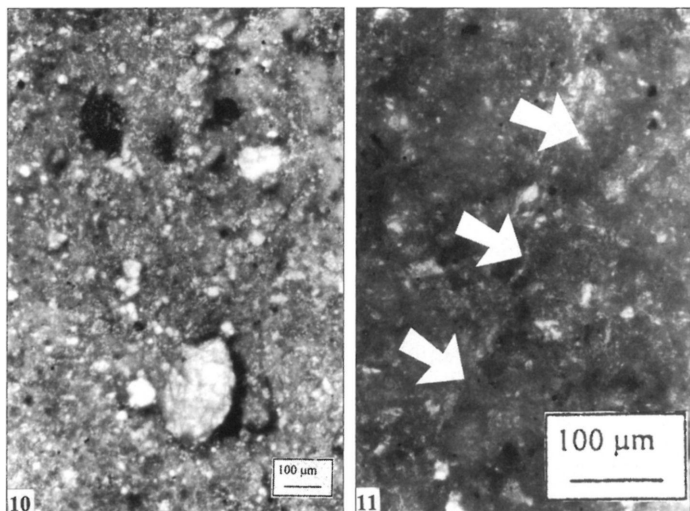
8. kép. A késő-pannóniai korú alluviális sorozat felső részén található enyhén kőzetlisztes, agyagos képződmény mikroszerkezete hólyagüreges. Fagyás–olvadással kapcsolatos kigázosodás során keletkeznek ilyen üregek (+ N). — *The microstructure of the upper part of the Late Pannonian alluvial formation is vuggy. Vughs may form on freeze-thaw related degassing (+ N)*

9. kép. A vizsgált szelvényekben csomókban, lencsékben hézagkitöltésként előforduló karbonátok legnagyobb része mikritisnek minősíthető az optikai mikroszkóp alatt. Ezen a felvételen a mészcsozóban található repedést is finomszemcsés karbonát béleli (+ N). — *Most of the secondary  $\text{CaCO}_3$  precipitations (nodules, lenses, various infillings) are micritic under the petrographic microscope. Note the fine micritic carbonate coating the crack in the secondary  $\text{CaCO}_3$  nodule (+ N)*

### Vörösgyag

1. Alapszövetében a durva/finom szemcsék aránya 10 mm határértéknél gyakran meghaladja az 50%-ot. Jelölése: c/f (10) >50% (BULLOCK et al. 1985). A kőzetanalízis kőzetlisztes agyagban a kőzetliszt tartományban a kvarcsemmcsék uralkodnak. Gyakoriak a néhány mm nagyságú, sötét vörösbarna-, fekete színű, szögletes vagy kerek átmetszetű szemcsék. Ezek közül a szögletes körvonalúak lehetnek lito- és vagy pedoreliktum szemcsék (TUCKER et al. 1994 in SZENDREI 2000). Ezek utalhatnak hosszabb-rövidebb távú szállításra, áthalmazottságra. (10. kép). A vörösgyagban a vázsemmcsék körül és az alapagyagon belül gyakori a finomszemcséméretű elegyrészek (itt agyag) orientációja (11. kép). Ezek kialakulhatnak a száraz-nedves körülmények, az összehúzódás-duzzadás váltakozásából adódó feszültségek hatására (BREWER 1976).

2. A vörösesbarna kőzetlisztes agyagból sikerült kimutatni talajlakó faunára és az egykori növényekre utaló nyomokat. Egyik legfontosabb bizonyíték a kerek,



10. kép. A vörösayag kőzetanalízis, kőzetlisztes agyag, amelyben homok méretű kvarccszemcsék és lito- és/vagy pedoreliktumszemcsék találhatók (1 N). — Petrographically the „red clay” is a silty clay where sand size particles, litho- and/or pedorelict grains are also found. (1 N)

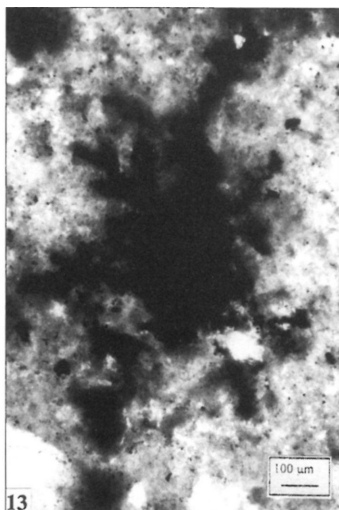
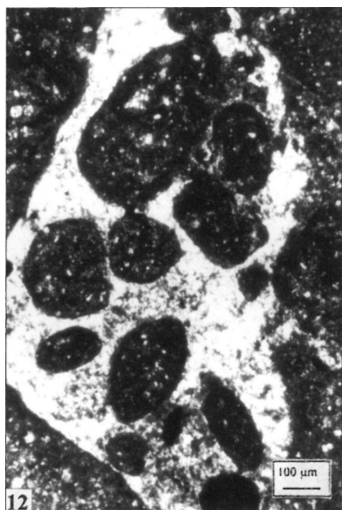
11. kép. A vörösayag alapszövetében zónás orientáció figyelhető meg. A száradás-nedvesedés változását jelzi (+ N). — The clay fraction of the matrix of the red clay shows a distinctly oriented fabric – another proof for the changing of wet and dry conditions. (+ N)

elágazó, kamrákban végződő, csatornaszerű járatok jelenléte. A csatornában, kamrákban gyakran tojásdad, ovaloid alakú, apró néhány 10–100 µm-es szemcsék találhatók (12. kép). Morfológiájuk alapján lehetnek *fekális pelleték*, *exkrementumok* és származhatnak atkáktól, Collemboláktól (ugróvillások) és Enchytraeidaeáktól (televényférgesek) (DÓZSA FARKAS szóbeli közlése; BULLOCK et al. 1985; RÖMBKE 1991, 1989; DUNGER et al. 1990; VAN VLIET-LANOE 1985). A továbbkutatás során szükséges lenne az exkrementumok esetleg megmaradt szervesanyagának elemzése. Ezek az élőlények csak a talajtakaró felső 10–20 cm-ében élnek. Exkrementumaikat a visontai szelvényben a vörösesbarna kőzetlisztes agyag alsó, középső és felső szakaszán egyaránt sikerült megtalálni.

Ez arra utal, hogy a vörösesbarna kőzetlisztes agyag felhalmozódása közben többször is volt lehetőségük meglepedni a talajosodási folyamatokkal jellemezhető környezetben. A vörösayag tehát nyilvánvalóan több szakaszban halmozódott fel a Mátra előterében, s a felhalmozódási szakaszokat nyugodtabb, talajképződéssel jellemezhető intervallumok választották el egymástól.

3. Minden vörösayag mintában találhatóak fekete, sötét vörösesbarna, amőbaszerű, szabálytalan foltok vagy repedések, életnyomok mentén bevonatként,





12. kép. A 3–4 m vastag vörösgyag alsó, középső és felső részén, apró kamrában található tojásdad alakú szemcsék, amelyek az egykori talajfelszín közelében élő állatok exkrementumai lehetnek (1 N). — *Ovoid grains filling small chambers were found in the lower, middle, and upper part of the 3–4 m thick red clay. They were interpreted as excrements of animals which lived near the former soil surface. (1 N)*

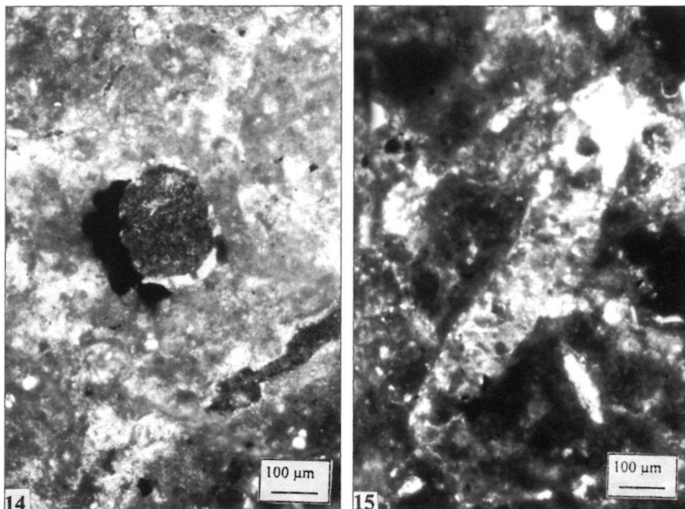
13. kép. In situ Fe-, Mn-oxid, -oxidhidroxid kiválás a vörösgyagban, amely a redoxviszonyok megváltozását jelzi (1 N). — *In situ Fe-, Mn-oxid, -oxidehydroxide precipitation in the red clay as a sign of changing redox conditions (1 N)*

kitöltésként képződött *ásványkiválások*, gyakran határozatlan körvonallal. Ezek helyi kiválásra utalnak. BULLOCK et al. (1985) és BECZE-DEÁK (1997) talajszelvényekben tett megfigyeléseit analógiaként használva ezek Fe, Mn-oxidok, -oxidhidroxidok lehetnek, s mint ilyenek a redoxviszonyok egykori változásait jelzik. (13. kép).

4. A vörösgyagban található üregekben, életnyomokban tiszta, jól fejlett *orientált agyaghártyákat* találtunk (14. kép). Ez a vertisol jellegű paleotalaj keletkezési körülményeitől eltérő, későbbi talajképződési környezetet jelez, ahol már volt agyagvándorlás a szelvényen belül.

#### *Állatjáratok kevert anyagú kitöltéssel*

A vörösgyag alatt látható gyakori állatjáratok vörös/barna/szürke agyag kitöltésében jól felismerhetők pedoreliktum szemcsék, azaz egykori talajok maradványai. Az állatjáratokban további, kisebb állatjáratok jelennek meg,



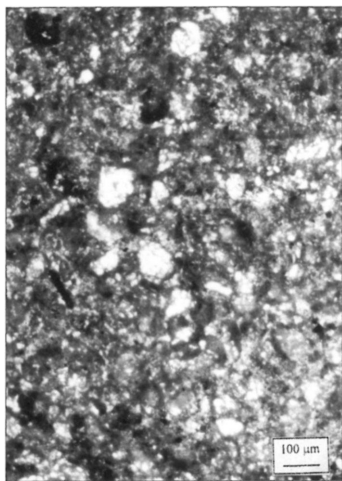
14. kép. A vörösayagban, egy üreg belső falára kirakódott orientált agyaghártya, amely valószínűleg a vörösayag képződése után keletkezett, szelvényen belüli agyagmozgás eredményeként. (+ N). — *Oriented clay coating on a pore wall. It suggests that in situ clay migration must have taken place some time after the deposition of the red clay (+ N)*

15. kép. A vékonycsiszolati kép egy életnyom részlete. Az életnyomban, az agyag anyagú kavicsok és kvarc szemcsék között egy másik életnyom, csatorna látható, amely pedoreliktum-szemcsékkel és/vagy exkrementumokkal van kitöltve. Gazdag biológiai aktivitásra utal (+ N). — *Detail of a biogallery. Inside the gallery there is another channel filled by pedorelict grains and/or excremental material. This is a clear sign of abundant biological activity (+ N).*

amelyeket szintén *pedoreliktum* szemcsék és/vagy talajlakó fauna *exkrementumai* töltöttek ki (15. kép).

### Löss

A 11. szelvényezési ponton sikerült löszet azonosítani (16. kép). Ez azért lényeges, mert felmerült, hogy a vizsgált szelvényekben nagy mennyiségben, változatos formában elhelyezkedő *karbonátok* létrejöhetnek lösz mállása, a mésztanyag kilúgozódása, majd kiválása hatására. Az erre vonatkozó geokémiai vizsgálatok megerősítették, hogy a szelvényekben található karbonátok csapadékvíz eredetű talajvízből válhattak ki:  $\delta^{18}\text{O}$  (SMOW): 22–28,  $\delta^{13}\text{C}$  (PDB): –9 – –11 (MICHELI et al. 1999).



16. kép. A „Kis-Déli” Bányaüzem DK-i végében megtalált lösz mikroszkópi felvétele, ahol kerekített és koptatott kvarc homokszemcsék láthatóak a meszes, kőzetlisztes, agyagos képződményben (+ N) — *Photomicrograph of loess found in the SE corner of the “Little South” quarry. Rounded and worn quartz grains are seen in the calcareous, silty clayey matrix (+ N)*

## Diszkusszió, következtetések

A bemutatott két típusszelvény terepi és mikromorfológiai vizsgálata alapján az alábbi, környezetváltozást jelző eseményeket sikerült kimutatni a lignitképződés utáni időszakból:

1. A felső-pannóniai lignitet fedő ártéri és övzátóny fáciesekkel jellemezhető meanderező folyókönyezet agyagos, homokos képződményeit diszkordanciafelület választja el a felette található vörös kőzetlisztes agyagtól, azaz az üledék-

felhalmozódással jellemzett topo-gráfiaiilag alacsony helyzetű térszín kiemelkedett és erózió színterévé vált.

2. A diszkordancia felület egykori völgyet és dombot határoz meg, amely a kiemelkedés következtében felerősödő eróziós folyamatokról tanúskodik.

3. Terepi körülmények között fagyhatás nyomait sikerült azonosítani, amelynek jellegzetes lemezes, aggregátumos szerkezete mikroszkóp alatt is bizonyítást nyert.

A felső-pannóniai alluviális sorozaton is kimutathatóak voltak 1–2 méter mélyre hatoló fagynyomok, ez hideg klímára, legalább évszakosan ismétlődő fagyhatásra utal. A fagyhatás nyomainak az üledékben való megőrződése a klíma általános hűlésének jeleként fogható fel (a téli fagy nyomait nem tudja eltüntetni a kissé melegebb évszak vegetációs periódusaiban zajló bioturbáció).

4. A rétegsor felső részén található vörösesbarna kőzetlisztes agyag ásványos összetétele és mikromorfológiája (szmektitess, csúszási nyomokkal, vasborsókkal) a mállás-talajképződés során változóan nedves-száraz, szemi-arid klímát jelez (SINGER 1980). Galacsinos, lito- és/vagy pedoreliktum szemcséket is tartalmazó szövete alapján, a vörösgagy legalább részben áthalmozott, részben azonban a helyszínen is talajosodott (jól fejlett talajszerkezet, agyagilluviáció, bőséges biológiai aktivitás). A vörösgagy alsó, középső és felső részében, az avarszíntől lakó élőlények fekális pelletjei azt jelzik, hogy a háttérben zajló talajerózió eredményeként bekövetkező felhalmozódást ismételt talajképződési periódusok szakították meg.

5. A fentiek alapján felmerül a lehetősége annak, hogy a vizsgált vörösgagy csak a negyedidőszak során került jelenlegi helyére azután, hogy az éghajlat hidegebbre fordult,

és fagyhatás érte a felső-pannon képződmények felszínét. Szállítási mechanizmusként talajosodási időszakokkal megszakított tömegmozgások valószínűsíthetők, a felhalmozódás helyszínét pedig a Mátra előterében lévő nagyméretű paleovölgyek jelölték ki.

### Köszönetnyilvánítás

A Mátrai Erőmű Rt. engedélyezte a terepmunkát, a KISSNÉ MEZEI Ágnes vezette Geológiai Osztály munkatársai segítettek munkánkat. Köszönjük a gondolatébresztő beszélgetéseket BECZE-DEÁK Juditnak, Brigitte VAN-VLIET LANOË-nak, DÓZSA FARKAS Klárának, HORVÁTH Erzsébetnek, JÁMBOR Áronnak, KOVÁTS Andrásnak, Roger LANGOHR-nak, STEFANOVITS Pálnak. Köszönet illeti KOVÁCS Editet is. A kézirat gondos lektorálását JÁMBOR Áronnak és SZENDREI Gézának külön köszönjük.

A kutatást támogatta a Soros Alapítvány és a TÉT 1-35/98 magyar-olasz együttműködésű kutatás.

### Irodalom – References

- BECZE-DEÁK, J. 1997: Study of secondary small scale  $\text{CaCO}_3$  in the frame of geopedological research and reconstruction of environment evolution of the last interglacial – early glacial sequence at the Wallertheim site (Rheinessen, Germany). – Doktori disszertáció, 422 p.
- BREWER, R 1976: Fabric and Mineral Analysis of Soils. – Robert E. Krieger Publishing Comp. Huntington, New York, 470 p.
- BULLOCK, P., FEDOROFF, N., JONGERIUS, A., TURSINA, T. & STOOPS, G. 1985: Handbook for soil thin section description. – Waine Research Publications, England, 152 p.
- CSILLING L., JAKUS P., JASKÓ S., MADAI L., RADÓCZ Gy. & SZOKOLAI G. 1985: Magyarázó a Cserhát-Mátra-Bükkalji lignitterület áttekintő gazdaságföldtani térképéhez (1:200 000). – MÁFI, Budapest, 104 p.
- DUNGER, W., GÖRLITZ & FIEDLER, H. J. 1990: Methoden der Bodenbiologie. – VEB Gustav Fischer Verlag, Jena, 331 p.
- FODOR L. & VÖRÖS I. 1990: Pleisztocén ősemelőmaradványok Visontáról. – *Agria* 24, 5–20.
- FOLK, R. L. 1974: The natural history of crystalline calcium carbonate: effect of magnesium content and salinity. – *Journal of Sedimentary Petrology*, 44/1, 40–53.
- FÜKÖH L. 1999: Adatok a Mátraalja negyedidőszaki fejlődéstörténetéhez. – *Folia Historico Naturalia Musei Matraiensis* 23, 97–101.
- HÁMOR G. 1972: A Nógrád-cserhádi terület kutatási eredményei. – *Földt. Int. Évi Jel. 1970-ről*, 19–31.
- HIR J. 1988: Puhatestű és aprógerinces leletek a visontai külfejtés löszrétegeiből. – *Folia Historico Naturalia Musei Matraiensis* 13, 37–42.
- HORVÁTH Z. 1999: Plio-pleisztocén felszínfejlődési rekonstrukció pontosítása a Mátra DK-i előterében. – Szakdolgozat ELTE Alkalmazott- és Környezetföldtani Tanszék 201 p.
- JÁMBOR Á., MOLDVAY L. & RÓNAI A. 1966: Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához L-34-II. Budapest. – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- JASKÓ S. 1985: A Mátra és a Bükk déli tövének áttekintő szerkezetföldtana. – In: CSILLING L., JAKUS P., JASKÓ S., MADAI L., RADÓCZ Gy. & SZOKOLAI Gy. 1985: Magyarázó a Cserhát-Mátra-Bükkalji lignitterület áttekintő gazdaságföldtani térképéhez (1:200 000). – MÁFI, Budapest, 79–104.
- KRETZOI, M., MÁRTON, P., PÉCSI, M., SCHWEITZER, F. & VÖRÖS, L. 1982: Pliocene-Pleistocene piedmont correlative sediments in Hungary (Based on lithological, geomorphological, paleontological and paleomagnetic analyses of the exposures in the open-cast mine at Gyöngyösvisonta). – *Quaternary Studies in Hungary*, Budapest, 43–73.
- KRIVÁN P. 1958: Jégelcsés-leveles állótundra jelenségek Magyarországon. – *Földtani Közlöny* 88/2, 201–209.

- MICHEL, E., HORVÁTH, Z., MINDSZENTY, A., MCFEE, W. W. & SIMON, B. 1999: Transport and recrystallization of Calcium Carbonate in Paleosols. – Agronomy Abstracts, Annual Meeting of the American Society of Agronomy, 1999. Salt Lake City, USA, p. 167.
- MIKLÓS M. 1967: A visontai kutatási terület és vízföldtani viszonyai. – *Bányászati Kutatási Intézet Közleményei* 11, 95–111.
- Munsell Soil Color Charts 1990: Soil Survey Manual – U. S. Dept. Agriculture Handbook - 18.
- NÉMETH, T., BERÉNYI ÜVEGES, J., MICHEL, E. & TÓTH, M. 1999: Clay minerals in paleosols at Visonta, Hungary. – *Acta Minerologica-Petrographica, Szeged*, 40, 11–20.
- PÉCSI M. 1991: Pliocén-pleisztocén hegyláb felszín és hordalékösszlet a Mátraalján, A vörösiszapok geomorfológiai helyzete és földtani kora. – In: PÉCSI M.: *Geomorfológia és domborzatminősítés*. MTA, Földr. Kut. Int., Budapest, 147–150, 151–157.
- RETALLACK, G. R. 1990: Soils of the Past. An introduction to Paleopedology. – Unwin Hyman, Boston.
- RÖMBKE, J. 1991: Estimates of the enchytraeid (Oligochaeta, Annelido) contribution to energy flow in the soil system of an acid beech wood forest. – In: *Biology and Fertility of Soils*, Co Springer Verlag, 257 p.
- SINGER, A. 1980: The Paleoclimatic Interpretation of Clay Minerals in Soils and Weathering Profiles. – *Earth-Science Reviews* 15, 303–326.
- SZÉKELY A. 1960: A Mátra és környezetének kialakulása és felszíni formái. – Kandidátusi értekezés. 3 kötet, 897 p., Budapest.
- SZENDREI G., 2000: Talaj-mikromorfológia. – ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 112–118.
- VAN VLIET-LANOE, B. 1985: Frost Effects in Soils. – In: BOARDMAN, J.: *Soils and Quaternary Landscape Evolution*. John Wiley & Sons Ltd., 117–158.
- WIEDER, M. & YAALON, D. H. 1974: Effect of matrix composition on carbonate nodule crystallization. – *Geodema* 11, 95–121.



## A Mórágyl-rög és a Hegyhát térségi posztpannoniai képződmények kifejlődése és jellemzése

*Development and characterization of postPannonian deposits in the area of the Mórágyl Hill and Hegyhát*

MARSY István<sup>1</sup>

(3 ábra)

*Tárgyszavak: negyedidőszaki üledékek, szárazföldi tarka agyag, vörös agyag, lösz, paleotalaj, talajfejlődés, Délkelet-Dunántúl*

*Keywords: Quarternary sediments, residual clays, red beds, loess, palaeosol, soil development, Southeastern Transdanubia*

### Abstract

The exploration in Üveghuta provided considerable new knowledge concerning the features of Tengelice Red Clay Formation and loess complexes. In this study I give an overview of the properties of overlying beds as well as of the main processes which essentially determine their material qualities.

The drillings and exposures in Hegyhát and its surroundings, especially the borehole profile Udvari-2A, suggest that the formation of red- and variegated clay was the prevailing sedimentary process in the area up until regional loess deposition started about 1.0–1.2 million years ago. Basically Pannonian sediments and granitoid rocks have been subjected to long-term weathering in the area studied. As a result, regardless of the type of parent rocks, sediments of high clay content were formed, probably under climatic influence. Considerable enrichment in poorly disintegrating quartz minerals can be observed in them. In the surroundings of the Mórágyl Hill the sedimentation of Tengelice Red Clay Formation was accompanied by repeated periods of long-term terrestrial weathering, soil evolution and slow denudation.

As a function of global effects, the climate of the region changed towards the end of the Early Pleistocene. Consequently, semiarid weathering and soil evolution – i.e. development of variegated and red clays – was replaced by loess formation for progressively longer periods and this began about 1.0–1.2 million years ago. During cooler glacials and stadials, loess horizons formed; on the other hand, in interglacials and interstadials (up until the time of the development of the upper soil subhorizon of PD soil complex) renewed red, Mediterranean-type soil evolution took place quite similar to the one before loess development. PD1 palaeosol is the oldest formation within the loess sequence in the central part of the Mórágyl Hill that can be identified in the majority of boreholes. In its base a hiatus of 1 million years can be observed.

Some 600 000 years ago, apart from loess- and slope loess evolution in cold stadials, brown forest soils formed in interstadials. Instead of the former dry, Mediterranean climate they indicate a milder, wet one. Their two main horizons (Ph, MB) occur in the area.

The lower, older sequence of the Young Loess Series is divided by forest-steppe soils (BA, BD, MF soil complexes). At the same time, poorly developed steppe-type soils (or, further upward, the profile soils reflecting more and more the actual intrazonal features of the region integrating oceanic, Mediterranean and continental effects) occur in Würmian loess horizons.

### Összefoglalás

Az üveghutai kutatások számos újdonságot adtak a Tengelice Vörösayag Formáció és a löszképződmények ismeretéhez. Jelen tanulmányban a fedőüledékek felépítését, anyagi minőségét jelentősen befolyásoló fő folyamatokat tekintetem át.

<sup>1</sup>Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14.

A hegyháti és környező fúrások és feltárások, de különösen az Udvari–2A fúrás rétegsora alapján valószínű, hogy a régióban a mintegy 1,0–1,2 millió éve kezdődött regionális löszképződés idejéig a vörös-, illetve tarkaagyag-képződés volt az üledékképződés uralkodó folyamata. A vizsgált területeken döntően pannóniai és granitoid kőzeteket ért hosszú idejű mállási folyamat. Ennek eredményeként a kiinduló alapkőzettől függetlenül – véleményünk szerint döntően éghajlati hatásra – nagy agyagfrakció tartalmú képződmények keletkeztek, melyekben a nehezen bomló kvarc ásvány – az alapkőzethez viszonyított – jelentős relatív feldúsulása figyelhető meg. A Mórággyi-rög térségében a Tengelici Vörösayag Formáció képződési idejét a hosszú idejű terasztrikus mállás, talajképződés és a lassú lepusztulás ismétlődő periódusai jellemezték.

A kora-pleisztocén vége felé a globális hatások függvényében megváltozott a térség éghajlata. Ennek hatására mintegy 1,0–1,2 M év táján a szemi-arid klímán zajló mállást, talajosodást – tarka- és vörösayagok keletkezését – fokozatosan egyre hosszabb időszakokra váltotta fel a löszképződés. A hidegebb glaciálisokban, stadiálisokban löszhorizontok rakódtak le, míg az interglaciálisokban, interstadiálisokban (a PD talajkomplexum felső talaj-alhorizontjának képződési idejéig bezárólag) felfelújult a löszképződést megelőzőhöz nagyon hasonló vörös, mediterrán típusú talajok képződése. A Mórággyi-rög központi területén a löszsorozaton belül a PD1 paleotalaj az a legidősebb képződmény, ami már a fúrások többségében azonosítható volt, alatta mintegy 1 millió éves üledékhiány tapasztalható.

Mintegy hatszáz ezer évvel ezelőtt a hideg glaciálisokban, stadiálisokban folyó lösz, lejtőlösz képződése mellett az interglaciálisokban, interstadiálisokban a korábbi száraz, mediterrán helyett enyhébb nedves klímát jelző barna erdőtalajok képződtek, melyek két fő horizontja (Ph, MB) fejlődött ki a területen.

A fiatal löszsorozat alsó összletét erdőssztyepp típusú talajok tagolják (BA, BD, MF talajkomplexumok), a würmi löszhorizontokat pedig gyengén fejlett sztyepp típusú talajok, vagy a szelvényben felfelé haladva olyan talajok, melyek egyre inkább tükrözik a térség mai óceáni, mediterrán és kontinentális hatásokat is ötvöző intrazonális jellegét.

## Bevezetés

A kis és közepes aktivitású radioaktív hulladéklerakó telephelyének kijelölését célzó kutatások (BALLA et al. 1998) fontos elemét képezi a térség felszínfejlődésének és szerkezetalakulásának minél részletesebb feltárása. Jelen dolgozatban a fenti kutatások során a vizsgált térségekben részletesebben megismert fontosabb posztpannon képződmények fő kifejlődéseit és néhány anyagvizsgálati jellemzőjüket vázolom. Ennek során a kijelölt üveghutai telephely környezetiében lévő 55 kutatófúrás adataira támaszkodtam, amelyeken elvégeztük a fedőüledékek rétegkorrelációját (KOLOSZÁR & MARSJ, jelen kötet 2. ábra, MARSJ 2000a), illetve a Hegyháton feldolgozott két fúrásunkra, az Udvari–2A és Diósberény–1A fúrások eredményeire. Munkámban alapul vettem a (KOLOSZÁR et al. 2000) által részletesen ismertett rétegtani adatokat és alkalmaztam az ott közölt rétegtani egységek nevezéktanát is. A terület posztpannoniai képződményeinek a kutatási területre vonatkozó rétegtani kérdéseivel jelen kötetben részletesebben is foglalkozunk (KOLOSZÁR & MARSJ 2002), ezért azok megismétlésétől itt eltekintek.

## Paleopedológiai alapok

Az elmúlt évek során ugrásszerűen felgyorsult az a tudományos integrálódási folyamat, melyben a hagyományos geológiai adatok, információk, térképezési, értékelési módszerek beépülhetnek egy széles értelemben vett környezetkutatás



eszköztárába is. Az ehhez való alkalmazkodás során nem kerülhető el a földtan és más tudományok (pl: természetföldrajz, talajtan, ökológia) között a környezet komplex értékelhetősége szempontjából legfontosabb szakmai nevezéktan egyesítése, pontosítása. A lösz hazai rétegtani egységei földrajzi és földtani nevezéktanának egységesítése felé mutató lépésnek is számíthat néhány Délkelet-Dunántúlon végzett munkánk (KOLOSZÁR et al. 2000). A közeljövőben tervezzük Földtani Intézet környezetkutatási, térképezési felvételezési feladatait szolgáló talajtani, paleopedológiai nomenklátúra pontosítását is, azonban itt sem tekinthetünk el néhány érintendő paleopedológiai fogalom vázlatos értelmezésétől.

A kutatási területen, vagyis a mórággyi gránittest fedőjében, a Délkelet-Dunántúl nagyobb térségéhez hasonlóan két földtani képződményegyüttesben, a Tengelici Vörösgyag Formációban és a Paksi Lösz Formációban települnek különböző őstalajok, talaj eredetű üledék, képződmények, vagy egyéb mállás-termékek. Ezeknek nemcsak a képződmények párhuzamosításában van nagy szerepük, hanem az öskörnyezeti, paleoklimatológiai rekonstrukcióban is. A paleotalajok vizsgálatának számos módja, különböző szemléletű csoportosítása, osztályozása, nevezéktana ismeretes (GERASZIMOV 1979; RETALLACK 1990, 1997). Ezek részletezése meghaladja e tanulmány kereteit, azt azonban meg kell jegyezni, hogy a paleotalajok geológiai szempontú feldolgozása, térképezése számára a nemzetközi talajtan két fő szemléletmódja az egyre inkább teret nyerő diagnosztikus, illetve a genetikus megközelítés közül – megítélésem szerint – az utóbbi kínál jobb lehetőséget a földtani értelmezés számára.

Az üveghutai munkálatok során a paleotalajok vizsgálatát beépítettük a fedőképződmények földtani feldolgozásába, amit a MÁFI kisalföldi térképezései (SIKHEGYI 1984) során kialakított módszer a kutatási területre történt adaptálásával végeztük. A kutatás terepi fázisában fontos szerepet kapott a képződmények földtani- és talajtani bélyegeinek együttes dokumentálása. Ennek megfelelően a Mórággyi Gránit Formáción települő laza üledékek földtani genetikai besorolásának módjait a MÁFI térképezési előírásai alapján végeztük (GYALOG 1996). Az eltemetett talajok felvételekor figyelembe kell venni, hogy pontos, szabványos talajtani tipizálásuk csak a laboratóriumi vizsgálatok elvégzése után lehetséges, ezért a terepen olyan dokumentációs technikát alkalmaztunk, ami vizuálisan elvégezhető és a kutatás későbbi fázisaiban a megfelelő vizsgálati eredmények birtokában lehetőséget nyújthasson a terepen elkülönített egységek úgy diagnosztikai, mint talajgenetikai szemléletű minősítésére és osztályozására.

A kutatási területen a paleopedológia vizsgálati körébe tartozó képződmények (GERASZIMOV 1979) közül elsősorban a szűkebb értelemben vett paleotalajokkal találkoztunk, vagyis a geológiai rétegek között eltemetődött – háromfázisú rendszerben (talajlevegő, talajvíz, közetmátrix) keletkezett – fosszilis talajokkal, vagy paleoszolokkal. A vizsgált képződmények között előfordultak az áttelepített, lehordott paleotalaj foszlányok, ún. paleopedolitok is.

A recens talajokban elkülöníthető szintek paleotalajok térképezésére is alkalmazható értelmezését úgy oldottuk meg, hogy a pedont, mint talajtani egységet (SZABÓ 1985; RETALLACK 1997) a mállási öv (BUTZER 1976) részének

tekintettük. Ebben a keretben lehetségessé vált a talajtani és geológiai, geomorfológiai fogalmak egymással történő megfeleltetése.

A fentiekkel összhangban a kutatófúrások által feltárt mállási profilokat, mint paleotalaj feltalaj, altalaj és mállott alapkőzet egységeit kiemelve a genetikus talajtérképezésben a recens talajokra alkalmazott módszer (VÁRALLYAY & FÓRIZSNÉ 1966) szerint, vizuális bélyegeik alapján – felülről lefelé haladva – A, B és C szintre tagoltuk.

Értelmezésük alapján:

- A-szint; a talajszelvény nagy biológiai aktivitású felső része;
- B-szint; a talajszelvényben az A-szintet követő, általában csekélyebb biológiai aktivitású szint;
- C-szint; humuszmentes, mállott talajképző kőzet (A C-szintben gyakran előfordul vízzoldható sók, vagy más anyagok kicsapódásából származó felhalmozódás.).

Amennyiben a fenti szintek nem különíthetők jól el egymástól, akkor AB-, vagy BC-szintekbe célszerű összevonni a kérdéses szelvényt szakaszt.

A terepi feldolgozás során a recens talajokban elkülöníthető egységeken túl a földtani kőzettestekben települő további paleopedológiai szinteket is elkülönítettünk:

– J-szint (juvenilis, vagy embrionális talaj); rövid ideig képződött, keletkezése idején kicsi, vagy rövid idejű biológiai aktivitást mutató, recens körülmények között vékony, gyengén humuszos szelvényű, alszintekre nem tagolódó talaj.

– Á-szint (átmeneti talaj); felfelé egyenletesen világosodó tónusú, képződése idején felfelé fokozatosan csökkenő biológiai aktivitást mutató, zavartalan településű talaj. Értelmezésünkben ez olyan talajszint, ahol az üledékképződés felgyorsul és talajképződés sebessége nem tudott lépést tartani az üledékképződés sebességével (KRIGER 1984; PÉCSI 1990).

– I-szint (áttelepített, lehordott talaj); zavart településű, felfelé világosodó tónusú, felül gyakran áttelepített konkréciókat, kiválásokat is tartalmazó talajszelvény. Egy-egy talajszelvény általában kis távolságra történő áttelepítése esetén – szélső esetekben – az erodált talaj inverz szelvénye keletkezik, erre utal az I-szint elnevezés.

– Paleotalaj-sorozat – közvetlenül egymáson települő két, vagy több, egyenként is szintekre tagolódó, vagy a ciklikusan megújuló talajosodás eredményeként egymáson áthatoló szelvényű paleotalajok együttese (kettős-, hármas talajok, vagy a dobostortához hasonló felépítésű sok talaj egymásra épüléséből álló talajsorozatok).

Zavartalan, vagy bolygatatlan településűnek akkor tartjuk a talajt, ha a szelvényt felépítő szintjeik a képződési idejüknek megfelelő sorrendben helyezkednek el. Amennyiben a paleotalaj vizsgálatok kiderül, hogy szelvényéből felülről több-kevesebb anyag lehordódott, roncsolt talajszelvényről beszélünk.

A paleotalajok minősítése STEFANOVITS et al. (1999) által közölt elvek alapján történt. A vizsgált szelvények jellemzésében a lehetséges mértékig figyelembe vettük RETALLACK (1997) által követett módszertani elveket is.

## Posztpannóniai képződmények és jellemzésük

A vizsgálandó képződmények közül a Mórággy-rög és a Hegyhát területén a pannon képződmények fedőjében a Tengelici Vörösgyag Formáció kifejlődései, valamint a paleotalajokkal sűrűn tagolt lözssorozat települnek. A Mórággy-rögön a fentiekén kívül a gránitmurvát is meg kell említeni. A területen több időszakban is kimutatható volt murvásodás (MARSII 2000b), többek között a miocén után is.

A képződményeket főként terepi bélyegeik és néhány szedimentológiai tulajdonságuk alapján hasonlítottam össze – két részletesen feldolgozott, jellemző fúrás példáján. Az adatok összehasonlíthatóságában, értelmezésében fontos szempont lehet, hogy a Tengelici Vörösgyag Formáció fektűjét (és minden bizonnyal alapkövetét) a Hegyháton a pannóniai formációk, a Mórággy-rög központi részén pedig a különböző mértékben murvásodott granitoid kőzetek alkotják.

### *A gránitmurva*

Gránitmurvának tartjuk a granitoid kőzetek felszíni, felszín közeli részének fizikai aprózódása útján kialakult reziduális törmelékes üledékes kőzetet és annak – gravitációs úton vagy areális erózió által – rövid távolságra kis mértékben áttelepített változatait. Az aprózódás jellemző a Vörösgyag Formáció bázisán és a fiatal lözssorozat alsó összletén belül. Emellett a középső-miocén üledékképződés során is lehetséges volt a murvaképződés. Erre konkrét példát nem találtunk a területen, ez a kutatási terület DNy-i részén Feked környékén várható (MARSII 2000b; KOLOSZÁR et al. 2000).

A kutatási területen dombtetőkön települő gránitmurva legnagyobb része a pannóniai után keletkezett (KOLOSZÁR et al. 2000), és a fedő Tengelici Formációtól ott választottuk el, ahol a kémiai, biokémiai mállás hatása a murva anyagának többségét feldolgozta, és az agyagfrakció aránya meghaladja a 20%-ot. A fedőzónában a felfelé fokozatosan agyagosodó törmelékes szakasz a kutatófúrásokban 0,5–1,0 m és 6,0–8,0 m közötti vastagságúnak mutatkozott.

A területen néhány helyen kimutatott fiatal lösszel fedett teraszképződmények jelenléte azt mutatja, hogy a térségben a középső-pleisztocén folyamán is lehetnek olyan völgyperemi területek, ahol a granitoid kőzetek a felszín közelébe vagy a felszínre kerültek, és lehetséges volt a murvaképződés.

Mint a képződmények aprózódása, mállása – általában a murvaképződés sebessége és a mállási termékek anyagi minősége is erősen függ az éghajlattól (BALOGH 1991). KAISER (1997) a kutatási területhez közel eső Vértesben és a Velencei-hegység térségében az ott települő üledékegyüttes alapján az oligocén és a miocén határán szárazföldi üledékképződéshez kötött szubtrópusi klímát, a pannóniaiban mediterrán, majd szemiárid éghajlatot mutatott ki, ami a pliocénben és kora-pleisztocénben is folytatódott, rövid időre monszun klímával megszakítva. A pliocén–pleisztocén határán kezdődött globális klímaváltozás hatása a vizsgált üledékekben nem jelentkezett. A Mórággy-rög térségében a gránitmurva különböző összeleteinek rétegtani helyzetét is figyelembe véve a középső-miocénben, s azt megelőzően szubtrópusi éghajlat határozta meg a

mállást, és történhetett murvaképződés. A Kállai Kavics Formáció fekéjében települő murva mediterrán, majd szemiárid klíma hatására keletkezhetett, a Tengelici Formáció alatt települő gránitmurva felső szakaszának montmorillonitos agyagásvány-tartalma is szemiárid körülményekre utal, a középső-pleisztocén folyamán pedig főként a hideg, száraz löszképződési időszakokban folyhatott a korábbiakhoz képest kevésbé agyagos gránitmurva keletkezése.

### *A Tengelici Vörösgyag Formáció*

A kutatási területen a Tengelici Vörösgyag Formáció öt fő kifejlődését, tarkaagyagot, vörösgyagot, vörösgyagfoszlányos tarkaagyagot, paleotalajokat és agyagos törmelékzsinórokat különítettük el. A terepi és laboratóriumi vizsgálataink alapján a formáció kifejlődései különböző fekézőzetek száraz térszínén, hosszú időn keresztül folyó fizikai aprózódása, kémiai, biokémiai mállása és enyhe lejtőkön történt lassú areális erózió (alárendelten vonalas anyagszállítás) általi részleges áthalmozása révén keletkeztek. Az erősen agyagosodott, nyugodt, vagy igen lassan pusztuló, esetleg épülő térszíneken fokozott szerepet kapott a biokémiai mállás, a talajképződés.

A paleotalaj-képződés gyakran tíz- vagy akár százezer évig tartó bonyolult folyamatok eredője. Ezek eredményeként több m vastag szelvényű talajok vagy akár 10 m vastagságot is meghaladó talajsorozatok jöhetnek létre. Szelvényfelépítésük, talajszerkezetük, ásványtársulásaik tükrözik keletkezési idejük klímáját (YAALON 1983, RETALLACK 1990). A kutatási területen a Tengelici Formáció rétegeiben települő paleotalajok jellegzetes genetikai bélyegei közül a feltalaj montmorillonitos agyagásvány-társulása, erősen repedezett szerkezete és a talajszelvény háromfázisú zónájának oxidatív körülmények között történt élénkvörös elszíneződése (rubefikációja) félszáraz, alárendelten száraz képződési közegre utal. Az altalajban található mészfelhalmozódási szint az évszak egy részének csapadékos voltát mutatja. KAISER (1999) a Délkelet-Dunántúlon vizsgált tengelici képződmények agyagásvány-társulásai alapján a térségben a pliocénben szemiárid mediterrán, a kora-pleisztocén végén kissé melegebb, nedvesebb és szárazabb sztyepp jellegű klímaszakaszok váltakozását mutatta ki. A kutatási területen az eddigi adataink alapján két fő talajtípust tudtunk megkülönböztetni. Az egyik uralkodóan mészmentes, erősen agyagos feltalajú, erősen repedezett szerkezetű, vörösbarna, szürkésbarna színű talaj, a másik pedig ugyancsak kiugróan agyagos, élénkvörös, lilásvörös feltalajú, esetenként vastag mészfelhalmozódással az altalajban. Megítélésünk szerint mindkét talajtípus szemiárid mediterrán klíma hatásait tükrözi, de az első valamivel szárazabb körülmények között keletkezhetett.

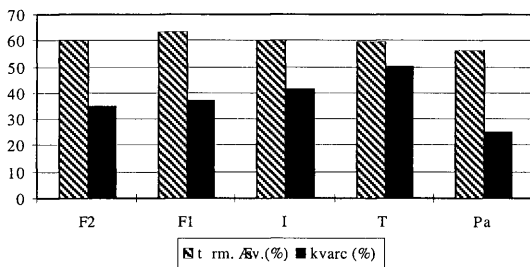
A Tengelici Vörösgyag Formációt – hasonlóan a löszformációhoz – paleotalajkomplexumok tagolják, melyek szerencsés esetben meg is őrződtek. Ilyen talajhorizontok ismertek, pl. Dunaföldváron (PÉCSI & PEVZNER 1974). Ezek a paleotalajok a rétegkorrelációra kevésbé alkalmasak, mint a lösz tagoló paleoszolok, s nemcsak azért, mert nagyrészüket lepusztult, hanem azért is, mert a tengelici típusú talajhorizontok közötti üledékképződés genetikája erősen eltér a löszösszletekétől, lerakódásuk döntően a felszínfejlődéstől függ, ami morfológiai

egységenként, szintenként változik. A mórággyi területen a Tengelic Formáció paleotalaj-horizontjai a kutatás jelen fázisában nem párhuzamosíthatók egymással és a környező területek hasonló képződményeivel.

A formáció keletkezési körülményeinek tisztázásához a képződmény mállottsága is támpontot adhat. Ennek vizsgálatához a röntgenelemzések során kapott törmelékes ásványtartalom belüli kvarchányad adatait használtam fel. Feltételezésem szerint nagyobb kvarchányad hosszabb időtartamú mállásra utal.

A különböző fekvű (gránitos és pannóniai) települő kifejlődéseket az Üveg-huta-22 és az Udvari-2A fúrások adatai szemléltetik. A Mórággyi-rög területén összehasonlítottam a gránitos mállási övek és a Tengelic Formáció adatait is.

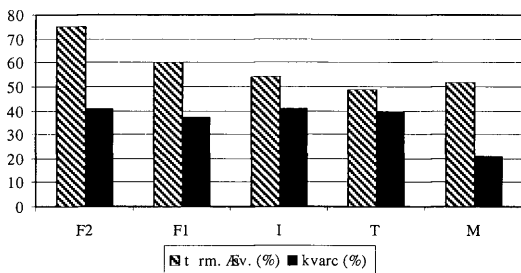
A Tolnai-Hegyhát területén, az Udvari-2A fúrásban a pannóniai üledékek átlagos kvarctartalma az 56,1%-ot kitevő törmelékes ásványokon belül 25,3% volt, a rajta települő tengelici képződményekben az 59,7% törmelékes ásványból már 50,4% a kvarc (1. ábra). Az Üveg-huta-22 fúrásban a vizsgált murvaminta kvarctartalma 22,0% volt az 52,3% törmelékes ásványokon belül. Ez a kvarc a fúrás Tengelic Formációt harántoló szakaszán 39,9%-ra növekszik a 49,9%-ot kitevő összes törmelékes ásványon belül (2. ábra).



1. ábra. Az Udvari-2A fúrás fedőképződményeinek átlagos kvarctartalma a törmelékes ásványokon belül. F2 – fiatal löszsorozat, felső összlet, F1 – fiatal löszsorozat, alsó összlet, I – idős löszsorozat, T – Tengelic Vörösgyag Formáció, Pa – pannóniai s.l.

Fig. 1 Average quartz content of the overlying beds in the borehole Udvari-2A within clastic mineral components. F2 – Young loess series, upper sequence, F1 – Young loess series, lower sequence, I – Old loess series, Pa – Pannonian s.l.

Az Udvari-2A és az Üveg-huta-22 fúrások adatai alapján a pannóniai fekvű települő tengelici rétegekben az átlagos kvarctartalom az alapkőzethez képest közel 25%-kal, a gránitmurva felett települőben is a fekihöz képest közel 18%-kal nőtt meg. Az üveg-hutai kutatások során a többi fúrás vizsgált adatait is figyelembe véve a gránitmurva kvarctartalmához képest a granitoid környezetben keletkezett tengelici rétegek átlagos kvarctartalma több, mint 20%-kal növekszik. A Tengelic Formáció vizsgált képződményeiben – montmorillonitos agyagás-vány-társulás mellett – a kvarc mennyisége a különböző fekvűképződmények átlagos kvarcmennyiséghez viszonyítva jelentősen megnövekedett, ami hosszú idejű szemiárid mállásra utal.



2. ábra. Az Üveghuta-22 fúrás fedőképződményeinek átlagos kvarctartalma a törmelékes ásványokon belül. F2 – fiatal lözssorozat, felső összlet, F1 – fiatal lözssorozat, alsó összlet, I – idős lözssorozat, T – Tengelici Vörösiszap Formáció, M – Gránitmurva

Fig. 2 Average quartz content of the overlying beds in the borehole Üveghuta-22 within clastic mineral components. F2 – Young loess series, upper sequence, F1 – Young loess series, lower sequence, I – Old loess series, M – Granitic gravel

### A lösz- és paleotalaj

A Paksi Lösz Formáció két fő, egymástól alapvetően különböző típusú üledékegyüttesét a lösz- és a paleotalaj-horizontok képezik. A löszhorizontokhoz soroltuk a különféle lejtőlösz-változatokat és szoliflukciós üledékeket is. A formáció lerakódása a Mórággy-rög térségében egymást váltogató hét fő löszképződési és ugyancsak hét talajosodási ciklusban ment végbe (KOLOSZÁR et al. 2000). Az üledéktípusok váltakozását minden bizonnyal regionális éghajlat-ingadozások és helyi tényezők együttesen idézték elő. A löszváltozatok és a paleotalajok rétegsoron belüli ciklikus váltakozását, valamint az egyes löszösszletek közötti fő talajtípus változásokat elsősorban az éghajlat időbeli változásával, a lösz- és paleotalaj-horizontok eltérő lokális kifejlődését, vastagságát, a paleotalajok lösz-összleten belüli enyhén eltérő típusát a helyi tényezők különbségeivel magyarázzuk. A löszképződés klasszikus elmélete szerint a jégkorszak folyamán a glaciális és stadiális szakaszokban gyors löszképződés folyt, az interglaciálisokban és interstadiálisokban stagnált, vagy erőteljesen lelassult a löszképződés és a talajosodás volt az üledékképződés fő folyamata. Ez a változás a fúrási rétegsorok tanúsága alapján általában nem éles, hanem igen gyakran a paleotalajtól a löszréteg irányába felfelé világosodó átmenet mutatkozik („Á”, átmeneti szint). Ilyen esetben az üledékképződés felgyorsult, és a talajosodás üteme nem volt képes „lépést tartani” a löszképződés sebességével (KRIGER 1984, PÉCSI 1990). Amennyiben a löszképződés csak rövid időre lassult le, gyengén fejlett fiatal talaj („J”, juvenilis talajszint) keletkezett. Ezt az éghajlati ingadozás által okozott ciklusosságot a kutatási területen tovább bonyolította a helyi morfológiai különbségek hatása. A morfológiai hatás egymáshoz viszonylag közel eső területeken is a löszszelvény eltérő kifejlődését eredményezheti. Helyi eróziós üledékhány, áttelepített („I”, inverz) talajszelvények, eltérő vastag-

ságú és kifejlődésű paleotalajok, típusos és lejtőlöszök összefogazódása, lokális szoliflukciós akkumuláció gyakori váltakozása jellemzi a rétegsorokat. Az éghajlati és a morfológiai hatások együttese igen jól látható néhány üvegghutai fúrás fedőképződményeinek párhuzamosítását bemutató elvi szelvényen, ahol egymáshoz igen közel eső fúrások löszrétegsorában is viszonylag nagy a különbség (KOLOSZÁR & MARS I 1999).

A löszszelvényen belül a különböző rétegek egymástól nagyon eltérő tulajdonságúak lehetnek. Az egyes horizontok agyag- és karbonáttartalma információt adhat a képződés során végbement anyagátrendeződés mértékéről, a talajosodás, mállás időtartamáról és intenzitásáról. A nagy agyagtartalom hosszú idejű mállásra, a mészkimósódása gyengébb, az agyag altalajba történő elmozdulása igen erős kilúgozásra utal (STEFANOVITS et al. 1999). A kutatási területen a Paksi Lösz Formáció néhány szedimentológiai tulajdonságát legjobban az Üvegghuta-22 fúrás adatai jellemzik, amelyik a terület egyik legrészletesebben megvizsgált szelvénye (3. ábra).

A fúrás lösz alkotta rétegsorában a talajhorizontok (KOLOSZÁR & MARS I 2002; MARS I 2000a) feltalaja a Mende Bázis talajkomplexum (MB) kivételével erősebben agyagos, mint az altalaj, és a szelvényben lefelé haladva a fő klímazonális (egy-egy adott klímazona éghajlatát tükröző szelvényű) talajtípus-változások függvényében enyhén növekszik. Bár különböző formában és mennyiségben, de minden paleotalaj altalajában mészkakkumuláció figyelhető meg. A fiatal löszsorozat paleotalaj-szelvényeinek felső szakaszában több karbonátásvány maradt, mint az idős löszsorozatában. A Paksi homokos talajkomplexum (Ph) és a Paks Dupla talajkomplexum felső alhorizont (PD1) igen erősen kilúgozott, feltalaja teljesen mészmentes.

A löszhorizontok (L1–L7) laboratóriumi anyagvizsgálati eredményeinek érdekessége, hogy a felső két horizont (L1 és L2) különböző mintáinak agyagtartalma közel állandó, az idősebb horizontokon belül (L3–L7) pedig alulról felfelé csökken az értéke. A különbség oka az egyes löszhorizontok képződésének eltérő dinamikájában keresendő (sebesség, mállottság stb.). A mórággyi térségben a fiatal lösz- és paleotalajok képződésének klimatikus viszonyaival HUM (1997) foglalkozott részletesebben, eredményeivel a közölt adatok jó egyezést mutatnak.

### Következtetések

A fentiek alapján a kutatási területen a lösz- és paleotalajképződés fejlődés-menete az alábbiakban vázolható (MARS I 2000b). A Délkelet-Dunántúl néhány, a Mórággyi-rögön megismertnél teljesebb löszszelvénye alapján valószínű, hogy a térségben a kora-pleisztocén vége felé a szemiárid mediterrán mállást, talajosodást egyre hosszabb időszakokra váltotta fel a löszképződés. A tarka- és vörösayagok keletkezését a glaciális és stadiális klímaszakaszokban löszhorizontok lerakódása váltotta fel, míg az interglaciális és interstadiális szakaszokban a (PD1) képződési idejével bezárólag tovább folytatódott a löszképződés idejét megelőző talajosodáshoz nagyon hasonló vörös szelvényű, mediterrán jellegű talajok





képződése. A Bátaapáti környéki kutatási területen ennek a folyamatnak csak a záró szakasza (az idős löszsorozat alsó összetetének felső része) nyomozható a rétegsorokban (KOLOSZÁR et al. 2000).

Az idős löszsorozat (KOLOSZÁR & MARSII 2002) felső összelete képződésének idején valószínű, hogy csak igen gyengén volt tagolt a terület domborzata (MARSII 2000b). Főként enyhe lejtők jellemezhetők, ami kis területi erózióval társulhatott. Ezt látszik alátámasztani az a tény, hogy a löszformáció ebben a szakaszában települ a löszhorizontok közül az egyik legjobb vezetősínt, a legtöbb fúrásban észlelt, közel 5 m vastag „fakó lösz”. Az összetet képződése idején, mintegy ötszázézer évvel ezelőtt újabb klímaváltozás kezdődött a kutatási területen, és az interstadiálisokban az enyhe nedves klímát jelző barna erdőtalajok képződtek, melyeknek két fő horizontjuk fejlődött ki a területen a (Ph) és a (MB) talajkomplexumok.

A fiatal löszsorozat alsó összetetének középső, felső részén a típusos lösz képződése mellett jelentős volt a lejtőlösz lerakódása és különösen a Mórággyi-rög központi tömegének peremi részein a szoliflukciós üledékképződés is. Az összetet képződése idején az interglaciálisok, interstadiálisok éghajlata kissé szárazabbá vált, és erdőssztyepp talajok keletkeztek a területen. Ezek – alulról felfelé – a „Basaharc Alsó” (BA), „Basaharc Dupla” (BD) és a „Mende Felső” (MF) talajkomplexumok.

A fiatal löszsorozat felső összetetének interglaciális, interstadiális szakaszaiban az éghajlat kicsit még szárazabb lett, mint a feküösszetet talajképződési ciklusában, és a talajképződés rövidebb ideig tartott. Az összetetet legtöbb helyen gyengén fejlett szelvényű csernozjom jellegű talajképződés, a humusz alhorizontok (H1, H2) kialakulása jellemzi.

A holocén folyamán a terület nagyobb részén kifejlődött csernozjom barna erdőtalaj a terület éghajlatának újból enyhén nedvesebb szakaszát jelzi.

### Köszönetnyilvánítás

Köszönöm CHIKÁN Gézának és HUM Lászlónak a kézirat gondos lektorálását. A kutatási területen korábban mélyült fúrások terepi és laboratóriumi adatainak átértékeléséhez a T. 025202 sz. OTKA pályázat nyújtott segítségét.

← 3. ábra. Az Üvegghuta–22 fúrás fedőképződményeinek agyag- és karbonáttartalma. A – recens talaj A szint, B – recens talaj B szint, L1 – 1 löszhorizont, H – Humuszhorizont, L2 – 2 löszhorizont, MF – „Mende Felső” talajkomplexum, L3 – 3 löszhorizont, BD1 – „Basaharc Dupla” 1 alhorizont, BDL – „Basaharc Dupla” talajkomplexumot tagoló lösz, BD2 – „Basaharc Dupla” 2 alhorizont, L4 – 4 löszhorizont, BA – „Basaharc Alsó” talajkomplexum, L5 – 5 löszhorizont, MB – „Mende Bázis” talajkomplexum, L6 – 6 löszhorizont, Ph – Paksi homokos talajkomplexum, L7 – 7 „fakó löszhorizont”, PD1 – „Paks Dupla” 1 alhorizont, T – Tengelici Vörösgyag Formáció, M – Gránitmurva

Fig. 3 Clay- and carbonate content of the overlying beds in the borehole Üvegghuta–22. A – recent soil A horizon, B – recent soil B horizon, L1 – 1 loess horizon, H – Humic horizon, L2 – 2 loess horizon, MF – “Mende Upper” soil complex, L3 – 3 loess horizon, BD1 – “Basaharc Double” 1 subhorizon, BDL – Loess dividing “Basaharc Double” soil complex, BD2 – “Basaharc Double” 2 subhorizon, L4 – 4 loess horizon, BA – “Basaharc Lower” soil complex, L5 – 5 loess horizon, MB – “Mende Basal” soil complex, L6 – 6 loess horizon, Ph – Paks sandy soil complex, L7 – 7 loess horizon (“pale loess horizon”), PD1 – “Paks Double” 1 subhorizon, T – Tengelici Red Clay Formation. M – Granitic gravel

## Irodalom – References

- BALLA Z., CHIKÁN G., DUDKÓ A., GYALOG L., HORVÁTH I., KÓKAI A., KOLOSZÁR L., MAROS Gy., MARSÍ I., PÁLFI É., PALOTÁS K., RÁLISCH-FELGENHAUER E., ROTÁR-SZALKAI Á., TÓTH Gy., VETŐ I. (MÁFI), MOLNÁR P., TUNGLI Gy. (Golder Associates), BUDA Gy., DITRŐI-PUSKÁS Z. (ELTE), MEZŐ Gy. & SZILÁGYI G. (BKM), 1998: Kis és közepes radioaktivitású erőművi hulladékok végleges elhelyezése. Telephelykutatás és alkalmassági vizsgálat zárójelentése, Üveghuta 1997–1998. 1–5. kötet. – Manuscript, Geological Institute of Hungary, Budapest, 227 p.
- BALOGH, K. 1991: A mállás. – In: BALOGH K.: Szedimentológia I. – Akadémiai Kiadó, Budapest, 25–64.
- BUTZER, K. W. 1976: *Geomorphology from the Earth*. – Harper and Row Publishers, New York, Hagerstown, San Francisco, London (BUTZER, K. W.: 1986: A földfelszín formakincse. – Gondolat Könyvkiadó, Budapest, 520 p.
- GERASZIMOV 1979: A Paleotalajok természete és eredete. – *Agrokémia és Talajtan* 23/1–2, 1–10.
- GYALOG L. (szerk.) 1996: A földtani térképek jelkulcsa és a rétegtani egységek rövid leírása. – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 3 p.
- HUM, L. 1997: Paleoenvironmental changes and geochemistry of loess and paleosols in SE-Transdanubia, Hungary. – *Zeitschrift für Geomorphologie N. E.* 110, 69–83.
- KAISER M. 1997: A geomorphic evolution of the Transdanubian Mountains, Hungary. – *Zeitschrift für Geomorphologie N. E. Suppl.-Bd.* 110, 1–14.
- KAISER M. 1999: Jelentés a Tengelici Formáció rétegtani helyzetének vizsgálatáról. – Manuscript, Geological Institute of Hungary, Budapest, 8 p.
- KOLOSZÁR L. & MARSÍ I. 1999: Az Üveghuta melletti dombvidék (Mórággyi-rög K-i része) negyedidőszaki képződményei. – *Földtani Közlöny* 129/4, 521–540.
- KOLOSZÁR L. & MARSÍ I. 2002: Pósztpannon képződmények rétegtani korrelációja a Mórággyi-rög térségében. – *Földtani Közlöny* (jelen kötet).
- KOLOSZÁR, L., MARSÍ, I. & CHIKÁN, G. 2000: Cenozoic sedimentary cover of the eastern part of the Mórággy Hill. – *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* 2000, 117–149.
- KRIGER, N. I. 1984: Lithocology and energetics of loess: paleogeographic and genetic aspects. – In: PÉCSI, M., (ed.): *Lithology and Stratigraphy of Loess and Paleosols*. – Geographic Research Institute, Budapest, 11–17.
- MARSÍ I. 2000a: A fedőösszletek rétegtani korrelációs adatai Üveghuta térségében. – Manuscript, Geological Institute of Hungary, Budapest, 12 p.
- MARSÍ I. 2000b: Geology of overlying beds of granites of the eastern part of the Mórággy Hill. – *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* 2000, 149–171.
- PÉCSI, M. 1990: Loess is not just the accumulation of dust. – *Quaternary International* 7–8, 1–21.
- PÉCSI M. & PEVZNER M. A. 1974: Paleomágneses vizsgálatok a paksi és a dunaföldvári löszösszletekben. – *Földrajzi Közlemények* 22/3, 215–224.
- RETALLACK, G. J. 1990: *Soils of the Past: An Introduction of Paleopedology*. – Allen & Unwin, London, 520 p.
- RETALLACK, G. J. 1997: *A Colour Guide to Paleosols*. – Department of Geological Sciences, University of Oregon, USA, 175 p.
- SÍKHÉGYI, F. 1984: A Kisalföld regionális komplex földtani vizsgálata. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* 1982, 43–48.
- STEFANOVITS P., FILEP Gy. & FÜLEKY Gy. 1999: *Talajtan*. – Mezőgazda Kiadó, Budapest, 470 p.
- SZABÓ I. M. 1985: Az általános talajtan biológiai alapjai. – Mezőgazdasági Kiadó, Budapest, 373 p.
- YAALON, D. H. 1983: Climate, time and soil development. – In: WILDING, L. P. & SMECK, N. E.: *Pedogenesis and soil taxonomy*. – Elsevier, Amsterdam, Oxford, New York, 233–250.
- VÁRALLYAY Gy., FÖRZS J.–né 1966: A helyszíni talajfelvételezés módszertana. – In: SZABOLCS I. (szerk.): *A genetikus üzemi talajfelmérés módszertanja*. – Országos Mezőgazdasági Minőségvizsgáló Intézet, Budapest, 19–165.

# **A Kelemen-havasok periglaciális felszínfejlődése, valamint sajátos periglaciális formakincse az újabb megfigyelések tükrében**

*The periglacial morphology development of the Kelemen Mountains  
and the special periglacial forms  
identified during the course of new observations*

ELEKES Botond Zsolt<sup>1</sup>

(4 ábra, 4 fénykép)

*Tárgyszavak: periglaciális, holocén, felszínfejlődés, Kelemen-havasok*  
*Keywords: periglacial, Holocene, geomorphology development, Kelemen Mountains*

## **Abstract**

The most important periglacial relief forms and processes of the Kelemen Mountains are presented in this paper. The following work, based on my own, recent morphological research, presents some very special periglacial relief forms. These had not been described in any study of the Kelemen Mountains carried out so far. Such periglacial relief forms are the micro-pseudo-palsen or turf hills with ice lens, the stone blocks covered by ant-hills, some special cryoplanation processes, and a fossil rock glacier under the Rekettyés peak.

## **Összefoglalás**

A tanulmány a Kelemen-havasok néhány jellegzetes periglaciális jelenségét mutatja be. Részletesebben a saját megfigyelések alapján tanulmányozott olyan jelenlegi, felszínalakító periglaciális folyamatok leírása olvasható, amelyeket többnyire nem említett eddig a Kelemen-havasokra vonatkozó szakirodalom. Ezen folyamatok eredményeképpen létrejött formák a jégmagos tőzegmohapárnák, a hangyabolyos kőtömbök, krioplanációs jelenségek, valamint a Rekettyés-csúcs alatti sziklageccser.

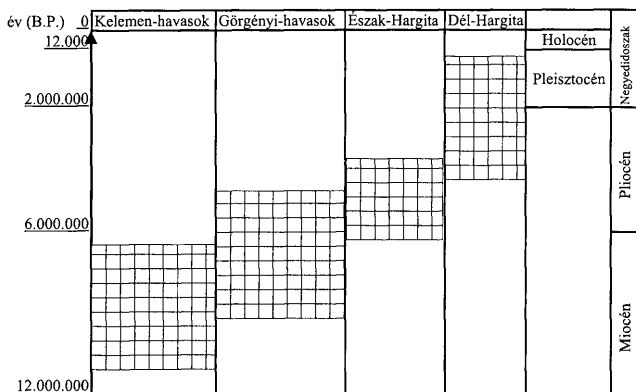
## **Bevezetés**

A Kelemen-havasok a Keleti-Kárpátok legkiterjedtebb vulkanikus masszívuma. Impozáns kalderájának peremcsúcsai több esetben 2000 méter fölé magasodnak. A mintegy 10 km átmérőjű kaldera miocén végi vulkáni tevékenység eredménye (1. ábra). A havast a különböző vulkáni kőzeteken létrejött változatos glaciális (2. ábra), periglaciális formakincs és a hatalmas szerkezeti felszíneken létrejött jellegzetes felszínfejlődés jellemzi.

## **Periglaciális felszínfejlődés**

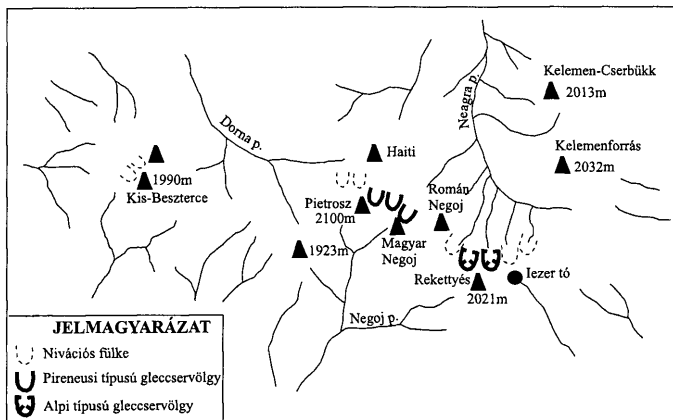
Több kutató szerint (SÎRCU 1961, ICHIM 1972–1973) a Kelemen-havasok legfontosabb felszínformáló tényezői a negyedidőszak során a periglaciális folyamatok voltak. A periglaciális felszínformálódás az egész negyedidőszak alatt folyama-

<sup>1</sup>ELTE TTK Természettudományi Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány P. sétány 1/c



1. ábra. A Kelemen-Görgény-Hargita vulkáni hegylánc keletkezése, időbeli fejlődése, K–Ar kor-meghatározás alapján (SZAKÁCS & SEGHEDI 1995). Az ábrán látható fekete színnel kitöltött részek az egyes vulkánok működési periódusát jelzik

Fig. 1 The Kelemen-Görgény-Hargita volcanic chain's development in time, based on K–Ar age measurement (after SZAKÁCS & SEGHEDI 1995). The black colored spaces shows the activity period of the volcanoes



2. ábra. A Kelemen-havasok glaciális formakincse és sziklageccsere

Fig. 2 The Kelemen Mountain's glacial relief forms and the fossil rock glacier

tosan létezett a hegységben, de az éghajlat függvényében magasabb vagy alacsonyabb szintekre vándorolt. A jégkorszak ideje alatt az aktuális periglaciális öv helyét 1600–1800 m felett – amely az akkori hóhatárnak felelt meg (SÍRCU 1961, BOJOI 1986, HOREDT 1988) – a jégtakaró vehette át.

A Kelemen-havasokban a krioplanáció az egyik legfontosabb periglaciális felszínalakító tényező. A jól aprózódó strukturális vulkáni lávafelszínek ideális alapfeltételként szolgáltak a krioplanációs folyamatok kibontakozására és fejlődésére. A krioplanációs folyamatok által létrehozott formák igen változatosak. Néhol a krioplanáció kettős szintjét lehet megfigyelni. 1900 m felett gyakran találkozunk „tamp”-oknak nevezett (ICHIM 1972–1973) kötörmelék alá temetett apró tanú hegyecskékkal is, amelyek ellentétes irányból hátráló krioplanációval jöttek létre, például a Reketyés-csúcs és Drágás-csúcs közötti vulkáni platón. A krioplanációs folyamatok intenzitása és az általuk létrehozott formák „állapota” alapján 3 szintet lehet elkülöníteni a Kelemen-havasokban:

– 1900 m felett, a valamelyest még aktív krioplanációs szinten megfigyelhető a niváció, gyakoriak a kúszásos (creep) vagy fagyemelézési folyamatok, melyek gyakran kőszalagokat, kőávoakat hoznak létre (1. kép). A krioplanációs falakon, mérsékelt módon bár, de aktívak a kifagyásos folyamatok is. Ezt bizonyítják a frissen kihullott szögletes, éles sarkú kőtömbök.

– 1900–1600 m közötti szinten a krioplanációs fal- és teraszformák még jól megfigyelhetők, de a fentebbi szinten említett folyamatok már sokkal gyengébbek, rövidebb ideig hatnak. A hegység közettani felépítéséből adódóan a szél különleges szerepet kap a puhább vulkáni piroklasztitokban képződött krioplanációs formák csiszolásában, melynek legszebb példája a 12 Apostol-szikla képződmény.

– 1600 m alatt a valamikori aktív krioplanációs formákat erdő takarja. Ezen a szinten már nehezebben ismerhetők fel, erősen pusztuló állapotban vannak. Erre utalnak a bemohásodott, lekerekített sarkú kifagyásos kőtömbök és a lealacsonyított kifagyásos falak.

Az utóbbi 20–30 év alatt különösen intenzív nivációs erózió bontakozott ki közvetlenül a gerincek alatt 1900–2000 m közötti magasságban, a kalderaudvar felé meredeken lejtő oldalak felső részén. Valószínűnek látszik, hogy ezt az erős, elharapózó nivációs eróziót nem klimatikus hatások, hanem az utóbbi évtizedek jelentős kúszófenyő irtása és



1. kép. Krioplanáció nivációs fülkével és talajkúszásos kőszalagokkal

Photo 1 Cryoplanation with nivation, creep and stone bands

az intenzív legeltetés okozza. A legtöbb jelenleg intenzív nivációs jelenség a vulkáni plató enyhe lejtésű felszínének hirtelen meredek lejtésű belső kaldera oldalba átmenő részén található. Ez az élesen hajló, magasan fekvő felszín a legérzékenyebb a talajt védő kúszófenyő (*Pinus mugo*) rengetegek kiirtására és a külső erők eróziós hatására. A kiirtott kúszófenyő erdők helyén kialakult másodlagos gyeptakarók szabad utat kínálnak a legelő juhnyájának is. A vulkáni plató meredek oldalban végződő peremén könnyen kialakulhatnak összetömörült, egymásba kanyarodó állatösvények, melyeknek felszakított gyeptakarós felszíne kedvező kiindulási alapot biztosíthat az új nivációs folyamatok, formák létrejöttéhez. Az elharapózó niváció mostanra 5–50 m<sup>2</sup>-es felszakadt gyeptakarós formákat eredményezett.

A Kelemen-havasok jellegzetes periglaciális jelensége a nagy kőfolyások, kőtengerek jelenléte (2. kép). Ezek többnyire már nem aktívak, vagy csak gyengébb fagyemeléssel kísért figyelhető meg rajtuk, amit a kőtömbök felszínén megtelepedett zuzmók, a kifagyásos fal és kőfolyás-nyelv közötti befűvesedett térszínnek bizonyítanak. A kifagyásos falak már nem biztosítanak elegendő utánpótlást ahhoz, hogy gyorsan mozgó kőfolyás jöjhessen létre.



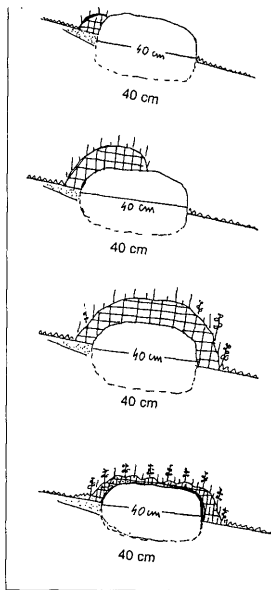
2. kép. A kis jégkorszakban valószínűleg még aktív, Magyar Negoj alatti kőfolyás, talajfeltúrással a forma végénél

Photo 2 Stone run, which probably was active in the little ice period. At the end of the form can be observed soil roots

Az 1900–2000 m felett lévő kőfolyások végénél a mozgó kőfolyás talajfeltúrása, feltorlaszolódása következtében általában meredek, helyenként 1 m magasságot is elérő fal található. Ez a feltúrt gyeptakaró azonban, nemcsak a kőfolyásvég meredek fala előtt található, hanem több esetben a kőfolyás pereme felől befele terjedve is. Ez arra enged következtetni, hogy valószínűleg a kis jégkorszak

(1550–1850) napjaink éghajlatánál 1–2 °C-kal hidegebb klímájában lehetett egy intenzív fagyaprózó tevékenység, mely 1900 m felett újraaktiválta a régebbi kőfolyásokat. Ekkor keletkeztek a meredek torlódásos falak a kőfolyások végeinél. A kis jégkorszak után újra melegeedett a klíma, a fagyaprózó folyamatok meggyengültek, és a kőfolyások mozgása erősen lelassult vagy esetenként meg is állhatott. Így válhatott lehetővé, hogy a feltorlaszolt gyeptakaró a kőfolyások peremén meglepedjék és befele is terjedjen.

Az 1900 m alatti területeken a kőfolyások, kőtengerek szétszórt tömbjei esetében hangyabolyos kőtömbök érdekes jelenségét figyelhettem meg (3. ábra). A kőtengerek tömbjei és a hangyakolóniák közti viszony alapja a hangyák fiziológiai adottságaiban, szükségleteiben rejlik. A hangyák ugyanis a melegebb, szárazabb helyet kedvelik, mert ez előnyös az életműködéseikhez. A hangyakolóniák a kőtömbök hőraktározó, hőszűrő tulajdonságait használják ki – a kőtömb nappal felmelegedvén lassabban hűl le, mint a környező levegő, ezáltal a hangyabolyoknak még egy ideig mintegy „padlófűtést” biztosít. Ez a tény a hangyák napi aktivitásának meghosszabbításához vezet. A kőtömb ugyanakkor szilárd, száraz, a fű közül a Nap felé kiemelkedő mikroforma is, amely stabil alapot nyújt a hangyaboly-épületeknek. A füves legelőkön szétszórt, félig meddig már benőtt kőtömbökön (helyenként akár 3–5 m<sup>2</sup>-ként fordul elő egy-egy ilyen halom) gyakran meg lehet figyelni a bolyépítés folyamatát. Befolyásoló tényező a fentiekén kívül, még a kő formája és a hegyoldal lejtésszöge is. A túl meredek lejtő és a hegyes, szabálytalan formájú kőtömb nem kedvező, mert ez „technikai” nehézségeket okozhat a boly építésében. Az építés szinte minden esetben a kőtömb hegyfelőli oldalán kezdődik. Az ok valószínűleg abban rejlik, hogy ez a felső rész szárazabb, és itt gyűlik fel az a finom kolluviális anyag is, amely a boly alapanyagaként szolgálhat. Az ideális állapot akkor következik be, amikor a kifejlett hangyaboly félig beborítja a kőtömböt. Ekkor indul meg a bolyfelület – a napos, kiemelkedő mikroformát kedvelő – kakukkfűvel (*Thymus*) való elborítása. Az a tény, hogy a hangyák és a kakukkfű látszólag tökéletes békében él, egy újabb szimbiózist sejtet. Az kétségtelen, hogy a kakukkfű védi a bolyfelületet a heves zivatarok esőcseppjeitől. Ha a boly továbbra is növekszik, és teljesen beborítja a kőtömböt, akkor az egyensúly meg bomlik. A kőtömb elveszti hőtároló,



3. ábra. A kőtömbök hangyabolyok által való betakarásának fázisai

Fig. 3 The gelifract block's covering phases by ant-hills and grass vegetation



3. kép. Fosszilis sziklagleccser a Rekettyés-csúcs (2021 m) alatt

*Photo 3 Fossil rock glacier under the Rekettyés peak (2021 m)*

hőszugárzó szerepét, és a hangyák előbb-utóbb elhagyják a helyet. Ezen utolsó stádium egy ellaposodott, enyhén hullámos, fűvel (*Agrostis*, *Festuca*) benőtt mikroformát eredményez, melynek belsejében egy hajdani kőtenger-tömb lapul.

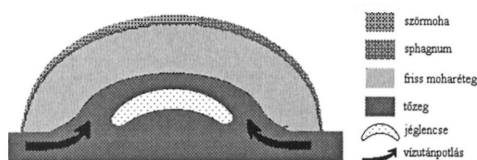
A Rekettyés-csúcs (2021 m) alatti nyugati fekvésű, alpi típusú cirkuszvölgy alján figyelhettünk meg 2000 nyarán egy érdekes periglaciális formát, mely értelmezésünk szerint fosszilis sziklagleccser (3. kép). Ez a periglaciális forma, kisebb gleccsernyelvhez hasonló alakú kőtörmelék-összlet, melynek belsejéből kiolvadt már a jégmag és ezáltal megszűnt a mozgása. A Kelemen-havasokra vonatkozó szakirodalomban ilyen formát konkrétan eddig nem írtak még le, bár ICHIM 1978-ban közölt tanulmányában megjegyzi, hogy a Pietrosz- és Rekettyés-csúcs alatt lehetnek sziklagleccserek. Saját megfigyeléseink (ELEKES, NAGY) fosszilis sziklagleccserre engednek következtetni. A forma kb. 250–300 m hosszú, 50–100 m széles, a cirkuszvölgy aljából 10–15 méterre domborodik ki meredek oldalfalakkal, és a cirkuszvölgy végmorénájánál ér véget. A sziklagleccser körül fakadó források június végi  $+1$ – $+2,5$  °C közötti hőmérséklete – URDEA (1993) szerint 0 °C körüli hőmérsékletűek a jéggel rendelkező, aktív sziklagleccserből fakadó források – és a már növényzettel benőtt sziklagleccser felülete bizonyítja, hogy a visszahúzódó, pusztuló jégkorszaki gleccser, kőtörmelékkel borított jégteste már régebben (késő-glaciális) elolvadt, és a sziklagleccser már nem mozog. A sziklagleccser-háton levő jellegzetes karéj alakú barázdák alig vehetők már ki, viszont



megfigyelhető a forma felületén levő behorpadás, amely a valamikori jégmag elolvadása következtében keletkezhetett.

A kisebb jelentőségű periglaciális formák közül még jól megfigyelhetőek a csúszó kőtömbök (a sziklagleccser felszínén, vagy a Rekettyés-csúcs és Drágás-csúcs közötti vulkáni platón), az izlandi „tufurokhoz” hasonló fagydudorok (nagy sűrűségben vannak az 1900 m feletti enyhe lejtésű területeken). A hegység morfológiájának alakításában a téli és tavaszi lavinák ma is fontos szerepet játszanak. Különösen a Magyar Negoj- és a Pietrosz-csúcs alatt figyelhetőek meg a keleti cirkuszvölgyekbe 300–400 m hosszan lefutó csupasz lavinaárkok.

Különleges, említésre méltó, tőzeges tundrára jellemző, periglaciális jelenségek figyelhetők meg a Kelemen-havasok számos, nagy kiterjedésű, jellegzetes hideg mikroklimájú tőzeglápjában. Ezek a palsa-szerű, jégmagos tőzegrárnák, vagy tőzegtömbök (4. ábra). A megfigyelt legnagyobb tőzegtömbök átmérője meghaladja az 1,5 métert és az 50 cm-es magasságot. A hargitai Lúcs-láp tőzegtömbjeit



4. ábra. Jégmagos tőzegrárna keresztmetszet

Fig. 4 Cross-section of a micro-pseudo-palsa or turf hill with ice lens

térképezve vettük észre először a jégmag-formálódás érdekes jelenségét (INCZE, ELEKES 2000), de ugyanezt a jelenséget figyelhettük meg a Poiana Stampei-i, Puturos és más Kelemen-havasi lápjában is. A jégmagos tőzegrárnák felépítésében tőzegtömb (Sphagnum) és szőrmoha (Polytrichum) vesz részt, talajukat tőzegréteg képezi. Kialakulási feltételeik az éghajlati tényezőkön kívül is speciálisak. Vízben különösen gazdag tőzegrétegen, vízszintes vagy nagyon enyhe tőzeglajtón jönnek létre. Kialakulásuk alapja az időszakos fagyhatás, a téli-tavaszi jégmag és a tőzegtömb növekedésével kapcsolatos fiziológiai folyamatok. A Kelemen-havasok tőzeglápjában való kialakulásukra SEPÁLA 1982-ben (GÁBRIS 1991) végzett skandináviai tőzegtömbös tanulmányaiból lehet következtetni. Eredményei azt mutatják, hogy minél vékonyabb a hótakaró és minél kevesebb ideig védi a felszínt a fagyoktól, annál gyorsabb a tőzegtömb fejlődési ritmusa. Eszerint a Kelemen-havasok tőzeglápjában csak ősszel és tavasszal vannak optimális kialakulási, fejlődési feltételek. Ennek okán fejlődésük kevésbé intenzív, lassúbb, méretekben és korban messze elmaradnak a lappföldi jégmagos tőzegtömböktől. Kiinduló, kezdeti stádiumban enyhén hullámos lápi térszint képzelhetünk el, amelynek felszíne az őszi hidegek beköszöntése során fagyhatás alá kerül. A fagyás intenzitása, a tőzegbe való lehatolása, a keletkező jégmag nem egyforma. Egyes helyeken ezért az egyenlőtlen oldalirányú nyomófeszültség következtében kidudorodások képződnek. A tél elérkezével és a hó vastagodásával érvényesülni kezd a hótakaró hőszigetelő szerepe. Megfigyeléseink szerint amikor a hótakaró eléri egy bizonyos kritikus vastagságot (kb. 1 m), a tőzegláp

addig fagyott felszíne olvadni kezd. Ez a tény teljességgel bizonyítja, hogy a láp mélyebb tőzegszintjeiben nincs több éven keresztül megmaradó fagy (URDEA 1993). Ezért a hó által elszigetelt, feláramló geotermikus energia hatására felolvad a megfagyott tőzegláp vize, amelynek felső szintje nagyjából megegyezik a tőzegláp felszínével. Azok a tőzegmoharészek (dudorok), amelyek kiemelkednek a láp vízszintjéből, fagyottak maradnak, mert ezeken a részeken már jobban érvényesül a külső hideg hatása, az olvasztó geotermikus energia hatásával szemben. A dudorokban található jég szemcsés jellegű, amely valószínűleg a mohák által felszívott vízből képződött, ugyanis egyes kutatások szerint a tőzegmoha olyan erős vízszívást is képes gyakorolni, hogy a lápvízszint is felboltozódik. A szemcsés jég egyre ritkább a tőzegmoha dudor teteje felé, viszont szinte tömör jéggéváltt át a dudor alsó részén, a lápvízszint közelében. A jég őszevi és téli növekedését a nedves moharéteg jobb hidegvezetési tulajdonsága ( $-0,0011 \text{ cal/cm/sec}$ , GÁBRIS 1991) is segíti. A hó elolvadása után azonban a kiszáradó felső tőzegmoharéteg rossz hővezető tulajdonsága ( $-0,00017 \text{ cal/min/sec}$ , GÁBRIS 1991) következtében a felboltozott tőzegmoharétegben még sokáig megmarad a fagyott jégmag. Az általunk megfigyelt tőzeghalomban még májusban is megtalálható volt, akkor is, amikor már a környéken régen elolvadt a hó. A tőzegdombok időbeli fejlődésük során valószínűleg mind nagyobb jéglercseket fejlesztenek – amihez még hozzájárulhat egyes mohafajok gyors, burjánzó növekedése is – ezáltal mind nagyobb és meredekebb lejtőszögű formákat hozva létre. A nagyméretű tőzeghalomok még szárazabbak is a kezdődő őszi fagyok idején, ezáltal a láp felületén képződő jéggréteg itt találja a leggyengébb szerkezetű jeget, aminek következtében az oldalirányú feszültség ezeken a helyeken erőteljesebben domborít, felpúpoz. Túlfejlett stádiumban a túldomborodott felső védő tőzegmoharéteg megrepedhet, ezáltal lehetővé válhat a meleg levegő behatolása a halom belseje felé, melynek következménye a jégmag gyors tavaszi elolvadása és a tőzeghalom nyári kiszáradása. Ezáltal a forma beroskad, szétterül, idővel benövik a lápi növények (hangafélék) és más új kidudorodások váltják fel. A Kárpátok lápjában található fejlett tőzegmoha dombok valószínűleg maximum csak pár száz évesek – bár az északi tundraöv lápjában találunk több mint 3000 éves példányokat is (GÁBRIS 1991). A becslést a lassú ütemű fejlődés, kis méret és a belső szerkezet támasztják alá. Ismerve a Keleti-Kárpátokban végbemenő tőzegképződési ritmust, valamint az ehhez kapcsolódó tőzegvastagság–kor összefüggéseket, a megvizsgált legnagyobb tőzeghalomok belső szerkezetében sem találtunk pár száz évesnél idősebbnek mondható elhalt tőzegmoha felhalmozódást. A tőzegdombok megnevezését legképletebben talán a mikro-pseudo-palsa névvel fejezhetnénk ki, mely hűen tükrözi mind a palsa formával való hasonlóságokat, mind pedig az eltéréseket: kis méret, évszakos jéglercse.

### Következtetések

A Kelemen-havasok periglaciális formakincsében egyaránt találunk jégkorszakban, valamint holocénben képződött vagy továbbfejlődött periglaciális formákat. A negyedidőszak során a periglaciális folyamatok erősödtek, gyen-

gültek a klímaváltozások függvényében. Ennek megfelelően „vándorolt” a periglaciális öv is lejjebb vagy feljebb a Kelemen-havasokban. Napjaink kutatója egyaránt talál e hegységben aktív, illetve fosszilis periglaciális formákat. A formák aktív vagy inaktív voltát is nehéz elkülöníteni – nem csak keletkezési idejüket –, mert kisebb-nagyobb mértékben ma is működnek az őket létrehozó folyamatok. Még sok periglaciális kérdés vár megválaszolásra, de ahogy ebből a tanulmányból is kitűnik, a Kelemen-havasok sok új dologgal is szolgálhat a periglaciális felszínfejlődést illetően.

### Köszönetnyilvánítás

Köszönetem fejezem ki: GÁBRIS Gyula témafelelős és kutatásirányító tanáromnak valamint NAGY Balázs terepi kutatásaim tanácsadójának és segítőjének, akik a tanulmány elkészüléséhez segítséget nyújtottak

### Irodalom – References

- BOJOL, I. 1986: Le rôle des glaciers pleistocènes et des processus periglaciaires dans le modelé du relief des Călimani (Carpathes Orientales). – *Analele stiintifice ale Universității „Al. I. Cuza”*, 32/2b. Geologie–Geografie, 60–64.
- GÁBRIS Gy. 1991: Éghajlati felszínalakok I., Periglaciális geomorfológia. – Tankönyvkiadó, Budapest, 125 p.
- HOREDT, H. 1988: Rezente und eiszeitliche schneegrenze in den Südkarpaten. – *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glaziologie* 24/2, 167–176.
- ICHIM, I. 1972–1973: Problema teraselor de crioplanatie din Masivul Călimani. – *Lucr. Staț. de Cercet. „Stejarul”, Pîngărați*, 83–92
- ICHIM, I. 1978: Preliminary observations on the rock glaciers phenomenon in the Romanian Carpathians. – *Rev. roum. géol., géophys., géogr., Géographie* 23/2, 295–299.
- INCZE R. & ELEKES B. 2000: A Lúcs: tőzegláp és tűzhányó a Hargita-hegységben. – *Collegium Geographicum* 1, 11–24.
- NAUM, T. & BUTNARU, E. 1989: Muntii Călimani. – Ed. Sport-Turism, București, 234 p.
- SZAKÁCS, S. & SEGHEDEI, I. 1995: The Călimani–Gurghiu–Harghita volcanic chain, East Carpathians, Romania: volcanological features. – *Acta Vulcanologica* 7/2, 145–153.
- SÎRCU, I. 1961: Cîteva precizări în legătură cu glaciația cuaternară din Carpatii Orientali Românești. – *Natura, Seria Geografie-Geologie* 3, 24–31.
- URDEA, P. 1993: Modalități de depistare a permafrostului montan cu exemplificări din România (Modalities of detection of mountain Permafrost, in examples in Romania). – *Geographica Timisiensis* 2, 21–26.



# A felszínfejlődés késő-pleisztocén–holocén jellegzetességei a Sajó–Hernád hordalékkúp

*Characteristics of the surface evolution during the Late Pleistocene–Holocene climate changes on the Sajó–Hernád alluvial fan*

NAGY Balázs<sup>1</sup>

(5 ábra)

*Tárgyszavak: folyóvízi geomorfológia, hordalékkúp, késő-glaciális, holocén*  
*Keywords: fluvial geomorphology, alluvial fan, Late Glacial, Holocene*

## Abstract

During the palaeogeographical, geomorphological investigations into the Sajó–Hernád alluvial fan, the focus of the analysis was aimed at surface evolution. The hydrographical and surface changes performed by the Late Pleistocene–Holocene climate changes, tectonic movements and human activity on the characteristic lowland margins in the Carpathian Basin have been described. The abundance of abandoned channels on the current surface of the Sajó–Hernád alluvial fan show two different fossil form-groups of fluvial origin. One form-group (river style) contains the anastomosing pattern of a branching channel system, its levées and sand ridges. The other form-group can be described by short-cutting meandering channels and point bars. The former developments are the remains of the Late Pleniglacial channel system of the expanding alluvial fan. The channel system preserves the incising channels of the fossil alluvial fan. The evolution of the natural relief of the alluvial fan was finished 150 years ago, during the river regulation works in the Tisza region.

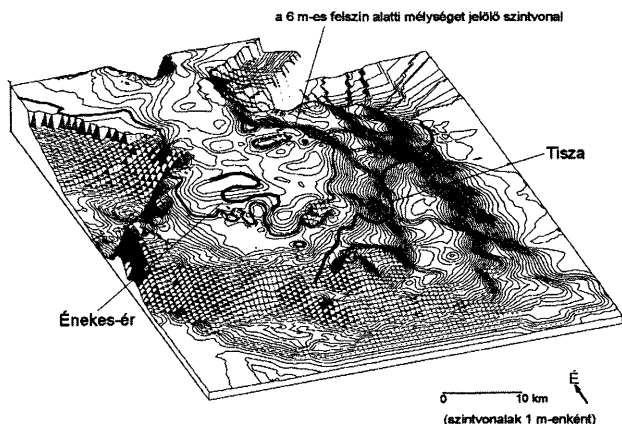
## Összefoglalás

A Sajó–Hernád hordalékkúp felszínét két folyóvízi eredetű formacsoport uralja. A mai felszín legidősebb domborzati egységei a szövedékes mederhálózatu térszín formái, amelyek a hordalékkúp épülő fejlődési szakaszának végén, 20 ezer évnél régebben keletkeztek. A hordalékkúp felszabdálódása, a bevágódó, meanderező meder-sorozatokat, és a hozzájuk kapcsolódó ártéri térszín kialakulása a késő-pleniglaciálisban lezáródott előteri süllyedések és éghajlatváltozások során indult meg, majd a késő-glaciálisban és a holocén elején is folytatódott. A száraz periódusokban (stadiálisokban), a finom üledék eolikusan áthalmozódott és parti dűnék, homokleplek, szélbarázdák keletkeztek. A fióksüllyedések és éghajlatváltozások által irányított természetes felszínfejlődést az emberi tevékenység csak a Tisza szabályozása során változtatta meg, s a hordalékkúp hidrográfiai és a hidrológiai jellemzői gyökeresen átalakultak

## Bevezetés

A Sajó–Hernád hordalékkúpon kijelölt mintaterületen folytatott ősföldrajzi, geomorfológiai vizsgálataimban a Kárpát-medence síkvidéki peremének legjellegzetesebb térszínén (hordalékkúp-síkság) a késő-pleisztocén–holocén éghajlatváltozásokhoz, a szerkezeti mozgásokhoz (peremsüllyedések képződése) és az emberi tevékenységhez kötődő felszínfejlődés jellegzetességeit elemzem.

<sup>1</sup>Eötvös Loránd Tudományegyetem, Természetföldrajzi Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány P. sétány 1/c



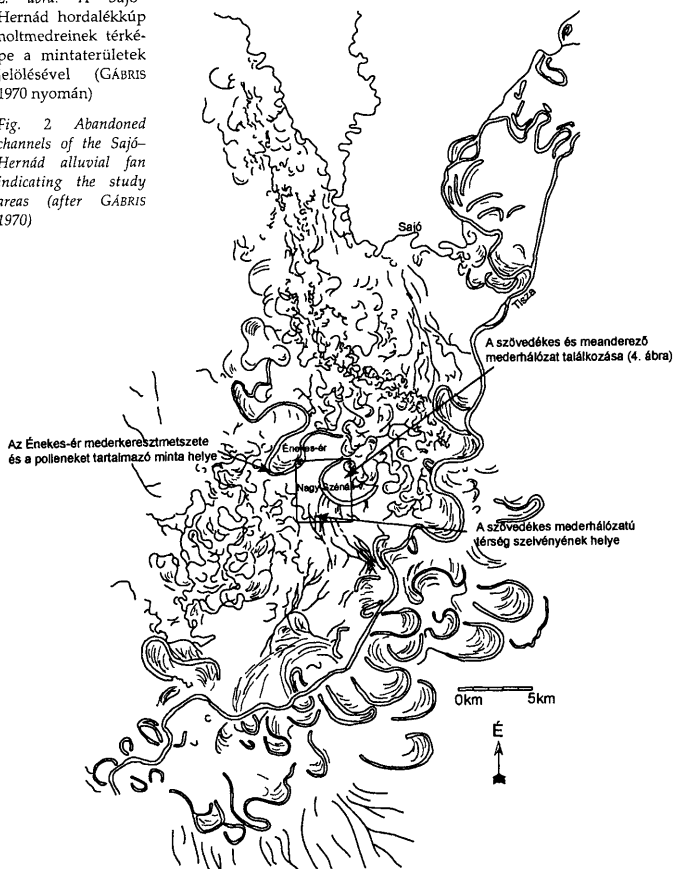
1. ábra. A hordalékkúp legfelső kavicsrétegének felszíne (FRANYÓ 1970 fúrásadatainak alapján)

Fig. 1 Surface of the upper gravel layer of the Sajó-Hernád alluvial fan (based on FRANYÓ's 1970 boreholes data)

Az északi hegységkeretből kilépő, dél felé tartó ős-Sajó és ős-Hernád hordalékkúp-építő tevékenysége már a harmadidőszak végén elkezdődött, de a terebélyes, nedves kúp kiépülésének fő időszaka a pleisztocén. Az éghajlat-ingadozásokot követő vízhozam- és hordalékszállítás-változás nagy vastagságú homokos-kavicsos üledékösszlet, széles, domború hátú, legyező alakú kúppalást (1. ábra) kialakulását okozta a hegységelőtérben (FRANYÓ 1970). A késő-glaciálisig tartó hordalékkúp-növekedés utolsó szakasza már a jelenlegi felszín részét képező (a hordalékkúp közepén, hátán található) formacsoport alapjait alkotja, ezért vizsgálataimat a késő-pleniglaciális során keletkezett, legidősebb domborzati formáktól indítottam. A mai felszín jellegzetességei, a sekélyfúrások adatai, valamint térképi, űrfelvételes és történeti-régészeti információk alapján a napjainkig tartó felszínfejlődés szakaszainak mintaterületeken történő elemzésével (2. ábra) a hordalékkúp fejlődéstörténeti sajátosságainak feltárását – a mai, egyedi domborzati kép magyarázatát – tűztem ki célul.

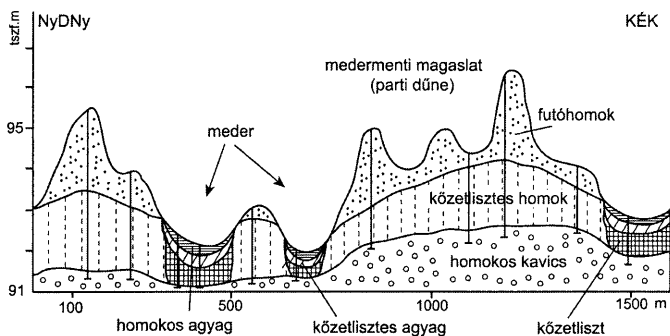
2. ábra. A Sajó–Hernád hordalékkúp holtmedreinek térképe a mintaterületek jelölésével (GÁBRIS 1970 nyomán)

Fig. 2 Abandoned channels of the Sajó–Hernád alluvial fan indicating the study areas (after GÁBRIS 1970)



### Szövedékes mederhálózat – az épülő hordalékkúp vízfolyásrendszerének nyomai

A hordalékkúp palástjának központjában kijelölt mintaterületen mélyebb szintben húzódó meander-sorozatokat, valamint 2–3 m-rel magasabban fekvő, eolikusán átformált folyóhátakkal kísért, hálózatosan elágazó mederrendszer



3. ábra. A szövedékes mederhálózatu térség keresztmetszéne

Fig. 3 Cross-profile of the anastomosing channel pattern surface

uralja a felszínt. Ez utóbbi folyómedrek homokágyba mélyülnek, sekélyek, kitöltésük finomhomok és közétsztes. A feltöltődött medrek pontos futását a peremeiken, hosszanti irányban húzódó gyengén közétsztes homokból felépülő futóhomokhátak jelölik ki (3. ábra). A pleisztocén utolsó eljegesedése során a hordalékkúp középső részén a mai felszín alapját képező, erősen szétágazó, feltöltő, délies irányba tartó vízfolyáshálózat a késő-pleniglaciálisig aktívan építette a kúppalástot. A szövedékes (anastomosing) rajzolatú, kis energiájú, finom hordalékot szállító vízfolyások a szélsőségesebb vízjárás miatt a sekély (1–1,5 m) medrekből gyakran kilépve a medreket kísérő (1–2 m magas) folyóhátakat (levée-ket) építettek. A stadiálisok szárazabb éghajlati szakaszaiban a szövedékes medrek egy része szárazra került, a szél a kifújt üledékekkel megemelte a folyóhátakat. E medermenti magaslatok (parti dűnek) homokfelszínére a nedves bölling/alleröd interstadiális komplexet (VANDENBERGHE 1993) követően, a fiatal driászban újra homok érkezett a szövedékes és részben a közben létrejött meanderező medrekből, a homokhátak szélbarázdás-maradékgerincses szerkezetűvé alakultak. A homokos magaslatok közötti meder-szövedék a késő-glaciális első feléig nedves volt, a környező meanderek árviizei töltögették hordalékukkal e térszínt. Az első települések (pl. Mezőcsáttól délre) a preboreális kanyarulat-fejlesztő, erősen ingadozó vízhozamai idején a parti dűnek ármentes homokháta épültek ki, ami a hálózatos medrek időszakos vízborítására utal. Jelentős mennyiségű homokutánpótlás ekkor már nem érkezett a hátakra.

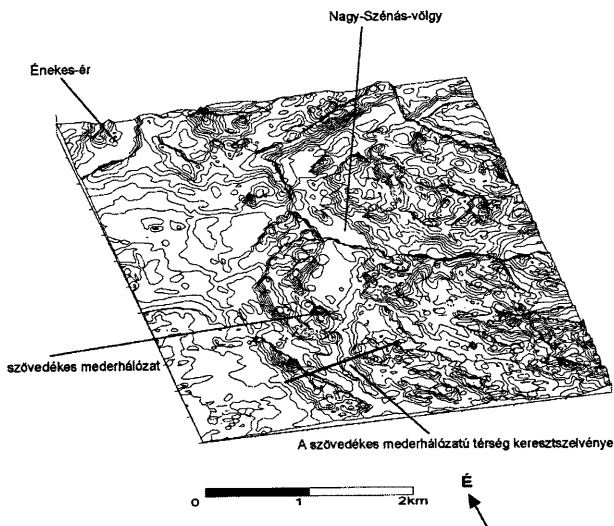
A hordalékkúp északkeleti részén húzódó szövedékes mederhálózat maradványait, a késő-pleniglaciális lefolyási irányait jelző folyóhátakkal tarkított térszínt a holocén során a délkeletre tartó, majd megközelítően mai futásirányt felvevő Sajó, keleti felén pedig a Tisza eróziós peremei határolják. A közétsztes homok felépítette levée-k és a közöttük húzódó feltöltött medrek – a valószínűsíthetően az atlanti fázis elején, tektonikus hatásokra keleties irányba



forduló Sajó bevágódásától – száraz „szigetként” emelkednek a környező, fiatalabb ártéri szintek fölé.

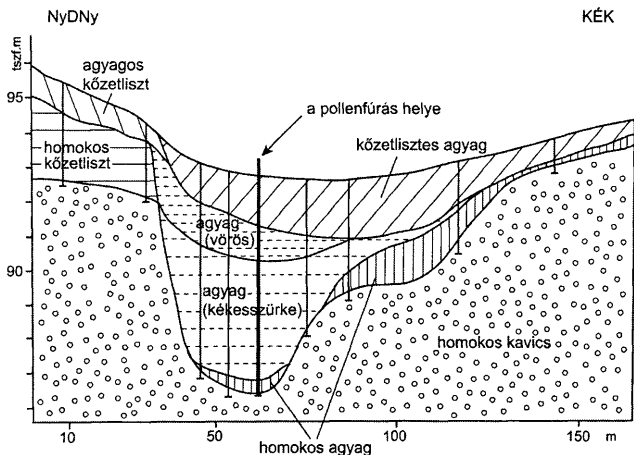
### Meander-generációk – a hordalékkúp eróziós szintekre tagolódása

A késő-pleniglaciális elején még délre tartó, a kúppalástot bejáró szövedékes mederhálózatot az első csapadékos éghajlati szakasz kezdetén az erősen bevágó, majd mederszélesítő, oldalazó eróziójú, nagy kanyarulatokat fejlesztő vízfolyás a hordalékkúp közepén részben elmosta (4. ábra). E bevágódást a hordalékkúp délkeleti részének erős szerkezeti süllyedése segíthette, s a kúppalást keleti szegélyén húzódó medrekben folytatott radiokarbon kormeghatározások (DAVIS & PASSMORE 1998), valamint a központi helyzetű Énekes-ér üledékéből végzett palinológiai elemzés (FÉLEGYHÁZI & NAGY in press) alapján a késő-pleniglaciálisban kb. 20 ezer évvel ezelőtt történhetett, a medrek feltöltődése a legidősebb driászban kezdődött. Az Énekes-ér (5. ábra) és Nagy-Szénás-völgy térségében jól követhető hatalmas medrek 4–7 m mélyek, méreteik alapján megközelítően a mai



4. ábra. A késő-pleniglaciális szövedékes mederhálózat és az ezt erodáló meander (Nagy-Szénás-völgy) domborzatmodellje

Fig. 4 Elevation model of the Late Pleniglacial anastomosing channel system and the meandering channel (Nagy-Szénás-völgy channel) partly eroding it.



5. ábra. Az Énekés-ér keresztmetszéline

Fig. 5 Cross-profile of Énekés-ér channel

Tisza vízmennyiségét is szállíthatták (GÁBRIS 1970). E késő-pleniglaciális vízfolyás téli befagyására jellemző, hogy a hordalékkúp középső, homokos-kavicsos részén, a Mezőcsát-menti övzátonyos térszín feltárásaiban 50–60 km-ről, a Szendrői-hegységből származó 60–80 cm átmérőjű kristályos mészkő tömböket találtunk, amelyek jégtablakon szállítódva kerülhettek mai helyükre. Az övzátonyok homokja a legidősebb driászban és a késő-glaciális végén megmozdult, homokpleket alkotott és a szárazra került meanderszegélyekre húzódtott. A mély medrek feltöltődése során a vízborítás valószínűleg folyamatos volt, a hordalékkúp hegységekből érkező talajvíz-utánpótlása kiváló, s a mai (többnyire) száraz állapot az utóbbi 3 évtized lecsapolásának eredménye. A meandereket többször is átmoshatták a szárazabb periódusok kis vízfolyásai, ezért rendkívül nehéz koradatokat nyerni belőlük. A legnagyobb meander-generáció vízfolyásai már – délkeleti irányban – lecsúsztak a hordalékkúp központi hátáról, s a további generációk is – a peremsüllyedések mélyülése által irányítottan – az egyre rövidebb lefolyás irányába tartottak. A bevágódó, majd erősen meanderező vízfolyás-generációk végül három ártéri szintet alakítottak ki a kúppaláston egymás alatt, részben mindig elmosva, erodálva az előző meandersorozat térszínét. Az egymástól 1–2 m magas eróziós peremekkel elkülönülő szintek közül legmagasabban a felső-pleniglaciális (legnagyobb) medrek térszíne húzódik (közvetlenül a központi térség szövedékes mederhálózatú térszíne alatt). A bölling/alleröd interstadiális elejének folyóbevágódása, kanyarulatai (pl. a Szil-ér) hozták létre a középső szintet, részben elpusztítva a korábbi nagy meandereket. A hordalékkúp magasabb térszínébe történt bevágódásuk 4–7 km

széles, kanyarulatokkal és jól fejlett övzátony-sorozatokkal tarkított síksági felszín hozott létre. A hordalékkúp ezen alacsonyabb térszínének a szélét a terület keleti szegélyén ekkor megjelent Tisza ártéri peremei, eróziós határvonalai jelölik ki. A kúppalást nyugati „lejtői” feltöltődtek, a korábbi kúppalást „legyezőszegélyére” a Bükkalja és valószínűleg időszakos bifurkáció eredményeként a Miskolci-kapu irányából igen sűrű meander-hálózattal lapos hordalékkúp-síkság települt (GÁBRIS 1970). A holocén elején létrejött, előzőekhez mérten kicsi kanyarulatsorozat a hordalékkúp középső térszínébe 2–3 km széles, sekély ártéri síkot mélyített, eltüntetve a középső meander-generáció északabbi medreit. E sorozatot tekintve újabb ártéri szint ezután nem képződött, mert a Taktaköz, a hordalékkúp északkeleti szegélyterületének erős süllyedése maga felé vonzotta a Sajót, s az kilépve a Miskolci-kapuból, a Hernád-torkolat után keleti irányt vett, a hordalékkúp szélére, a hegyláb felszín peremére került, s ott kanyarogva – valószínűleg az atlanti fázis elejétől – bevágta medrét.

### Az emberi tevékenység hatásai

A térség őskori települései az élővíz közelében, az ármentes térszín peremén alakultak ki. A hordalékkúp-központot elhagyó vízfolyások medreinek észak-keletre vándorlásával egyes települések elnéptelenedtek (főként a part dűnéken, pl. Hörcsögös-halom), a többi „magaslati”, folyótól távoli falut a Tisza gázlói felé tartó átmenő forgalom és az egyre nagyobb ármentes, jó vízellátású térszíneken folytatható mezőgazdaság tartotta életben. A tiszai eróziós peremen, ártéri szegélyen halászfalvak jöttek létre. Ezek mögött a hordalékkúp ármentes volt, az elhagyott, mocsarasodó meander-generációk vízborítása főként a talajvízből (és részben pl. a Hejő-patakából) származott. A levée-k késő-glaciális antropogén magasztásai, a római kori, Ároktó és Hejőkürt-környéki árkok és sáncok (Csörsz-árok) domborzatformáló szerepe nem befolyásolta számottevően a térség felszínfejlődését. A Tisza szabályozás – hordalékkúp-peremen megindult (1846) és a Borsodi-ártéren befejezett (1938) – gátépítő munkálatai alapvetően átformálták a táj arculatát, a szubatlanti fázis közel természetes környezetfejlődése 150 éve megszakadt. Ez az átalakulás azonban a hordalékkúpon nem volt olyan mélyreható, mint a Tisza alluviális síkján. Megmaradt a táj kettéosztottsága, a korábban vizenyős hordalékkúp-térszínnek vízellátása nem csökkent, sőt időlegesen elárasztották a vizek a déli peremterületet, mivel először a bal part feltöltözés készült el. Az észak felől érkező patakokat és felszín alatti vizeket a Tisza áradásai visszaduzzasztották (FÖLDES 1934), régi, lefűződött tiszai medrek teltek meg vízzel (létrejött a „borsodi nyílt ártér”). A szántóterületek zsugorodtak, a hordalékkúp alacsonyabb térszínein a mocsarak kiterjedése megnőtt (JAKAB 1983). A jobb parti töltés megépülésével a visszaduzzasztó hatás gyengült és 30–40 évre visszaállt a természetközeli vízellátási állapot. A jelenlegi száraz körülmények a 70-es évek nagyarányú patakeltereléseinek, csatornázásainak következményei. A kavicskitermelés ismételt fellendülése, hordalékkúpot keresztülulató autópálya építése a térség felszínfejlődését, vízháztartását várhatóan a Tisza szabályozásánál is érzékenyebben érinti majd.

## Irodalom – References

- DAVIS, B. A. S. & PASSMORE, D. G. 1998: Upper-Tisza Project: Radiocarbon analyses of Holocene alluvial and lacustrine sediments. – Kézirat, 8 p.
- FÉLEGYHÁZI E. & NAGY B. in press: A felső-pleisztocén mederhálózat vizsgálata a Sajó–Hernád hordalékkúpon. – *Acta Geographica Debrecina*.
- FÖLDES Gy. 1934: Délborsod nyílt ártere. – *Községi közl.* Budapest, 534–535.
- FRANYÓ F. 1970: A Sajó–Hernád negyedkori hordalékkúpja. – Egyetemi doktori értekezés, Kézirat, Budapest, 63 p.
- GÁBRIS Gy. 1970: A Sajó–Hernád hordalékkúp geomorfológiai problémái. – Egyetemi doktori értekezés, Kézirat, Budapest, 68 p.
- JAKAB D. 1983: A Borsodi Mezőség Tájvédelmi Körzet területén az egykori vizes élőhelyek rekonstrukcióját megalapozó kutatások. – Szakdolgozat, Kézirat, Miskolc, 65 p.
- VANDENBERGHE, J. 1993: Changing fluvial processes under changing periglacial conditions. – *Z. Geomorph. N. F. Suppl.-Bd.* 88, 17–28.

# A magyarországi pleisztocén éleskavics előfordulások és földtani jelentőségük

## *Occurrences and importance of the Pleistocene ventifacts in Hungary*

JÁMBOR Áron

(1 ábra, 4 táblázat)

Tárgyszavak: pleisztocén, éleskavics, defláció, futóhomok  
Keywords: Pleistocene, ventifact, deflation, wind blown sand

### Abstract

Since the first publication (PAPP 1899), ventifacts have become known from 133 outcrops in 93 villages in Hungary. Studying their geological environment, frequency, size, degree of sharpness, colour and material, the following can be summarized:

1. The age of the Hungarian ventifacts is Pleistocene, though part of the oldest ones can be Late Pliocene (?). 2. Their formation was contemporaneous with the formation of the post-Pannonian s.l. wind blown sands under periglacial conditions, but this relationship is not spatial. Most of the ventifacts were formed on the deflationary areas of the NW-ern part of the country, while wind-blown sand mostly accumulated to the SE of the deflationary areas. 3. Ventifacts formed along exposed surfaces in NW–SE wind-tunnels and the morphological fronts, similar to the present configuration, which has been formed by strong NW Pleistocene winds. Their material comprises older pebbles, more rarely rock debris. 4. Ventifacts formed at least in four chronostratigraphic levels of the Hungarian Pleistocene, always after aggradational periods under very cold, dry and variable, so called cryophil climate, which developed before the deposition of loess. 5. Real desert encrustation did not form on the ventifacts, however the oldest ones are bright red, brownish red, and the younger ones are brownish, while the youngest ones are yellowish, due to iron hydroxide bearing fluids, which infiltrated through the micro-fractures of the ventifacts.

### Összefoglalás

Az első magyarországi publikációjuk (PAPP 1899) óta mintegy 93 település 133 lelőhelyéről kerültek eddig elő éleskavicsok hazánk területéről. Előfordulásuk földtani körülményeit, gyakoriságukat, méretüket, megmunkáltságuk fokát, színüket, anyagukat értékelve az alábbi eredményeket szűrhetjük le:

1. A hazai éleskavics előfordulások pleisztocén korúak, a legidősebbek egy része esetleg késő-pliocénbeli(?). 2. Kialakulásuk a pannóniai s.l. korszak utáni periglaciális futóhomokok képződésével időben szorosan összefügg, de térben ez a kapcsolat laza. Az éleskavicsok túlnyomó része az ország ÉNy-i részén lévő deflációs területeken képződött, a futóhomok felhalmozódások ezekről általában DK-re lévő zónában helyezkednek el. 3. Az éleskavicsok az egykori – a maival lényegében megegyező – kitettségnek megfelelően, a mainál sokkal erősebb pleisztocén korú ÉNy-i szelek hatására kialakult ÉNy–DK-i irányú szélszélnek, továbbá az ezekkel a szelekkel szembenálló „morfológiai frontok” mentén keletkeztek. Az esetek túlnyomó többségében idősebb maradvány kavicsokból, ritkábban közettörmelék darabokból. 4. Az éleskavicsok a hazai pleisztocénnek legalább négy szintjében képződtek, mindig a felkavicsolódási szakaszok utáni kriofil éghajlatú, rendkívül hideg, száraz és változékony éghajlatú időszakokban, amelyek a lösz lerakódási szakaszai előtt alakultak ki. 5. A hazai éleskavicsokon valódi sivatagi bekéregzés nem képződött, azonban a legidősebbek élénkvrós, barnásvörös, a közbenső korúak barna, a legfiatalabbak viszont sárga elszíneződésűek, a kavicsok mikropedéseibe beszivárgott vas-oxid-hidroxidos oldatok hatásának eredményeként.

A magyarországi neogén és a pleisztocén elhatárolása közel másfél évszázada vita tárgya. Ebben a dolgozatban sem tudunk ennek megoldásáról beszámolni. A pannóniai beltengeri-tavi üledék-képződés befejeződése után a Dunántúlon lezajlott erőteljes tektonikai mozgás eredményeként mai középhegységeink süllyedő mozgása ellenkezőre fordult, sőt a pannóniai üledékekből álló Dunántúli-dombsíkság jelentősen megemelkedett. Az így kialakult regionális diszkordancia felület feletti, a pannóniai összlettől jelentősen különböző – durvább folyóvízi kavicsos üledékekben, a domb- és hegyvidéki területeken vörösiszapok, a medencebelső területeken tarka agyagokban gazdag, majd feljebb jellegzetes periglaciális üledékekből mint lösz, futóhomok, fosszilis talajok váltakozásából álló – szárazföldi sorozatot dolgozatomban negyedidőszakiként (kvarterként) említem, de hangsúlyozom, hogy ennek legidősebb részei késő-pliocén korúak is lehetnek. A pliocén rész elkülönítésére azonban rétegtani módszereink gyengeségei miatt jelenleg nincs mód.

E kontinentális összlet bázisa – eddigi adataink szerint úgy tűnik – egybeesik a Matuyama/Gauss paleomágneses átfordulással (~2,6 millió év), amit újabban az INQA Rétegtani Bizottsága és egyre több kutató is (SUC et al 1997) a pliocén–pleisztocén határának fogad el.

Ebben a kontinentális összletben gyakoriak hazánkban az eolikusán megmunkált homok betelepülések, míg az idősebbekben a mecseki alsó-triász Jakabhegyi Formáció kivételével ilyet eddig senkinek sem sikerült találni.

## Bevezetés

Pleisztocén összletünkől először PAPP (1899) publikált éleskavicsokat, s azok kialakulását a lösz képződésével hozta kapcsolatba. Ezt követően TAAGER (1909), SCHRÉTER (1910), id. LÓCZY (1913), CHOLNOKY (1918), SCHAFARZIK & VENDL (1929), VENDEL (1930), CHOLNOKY (1932), JASKÓ (1937), MAURITZ (1939), VADÁSZ (1953), PÉCSI (1959), SCHAFARZIK et al. (1964), DUDICH & HÖRISZT (1964), JÁMBOR (1967), BENEC et al. (1979), közöltek újabb előfordulásokat (*I. táblázat*).

CHOLNOKY és id. LÓCZY Balaton-monográfia-beli munkáikban írták le az éleskavicsokhoz kapcsolódó legfontosabb tényeket. Nevezetesen megállapították hatalmas, az ÉNy-i szelek okozta defláció eredményeként alakult ki a kisalföldi és a Balaton környéki tanúhegyek és az addig megismert éleskavicsok is.

A Kővágószőlős mellett 1962-ben talált éleskavicsok (JÁMBOR 1967) hatására az 1990-ig eltelt 28 év alatt magam és munkatársaim kitartóan gyűjtöttük az éleskavicsokat és végeztük az előfordulásokkal kapcsolatos megfigyeléseket (*II. táblázat*). Mivel az egész ország területét még így sem ellenőrizhettem, ezért 1989-ben 41 közismerten jószemű kollégától kértem „elfekvő” éleskavics leleteinek közlésre való átengedését. Akkor 14 szakember 20 lelőhelyről, s az azóta eltelt évek során további két kolléga újabb három leletről tájékoztatott (*III. táblázat*). Előzékenységükért ezúton is fogadják hálás köszönetemet, mert értékelésem segítségük nélkül hiányos maradt volna.

Hasonlóan köszönettel tartozom BALOGH Kálmán professzornak a Bükk, az Aggtelek–Rudabányai-hegység és a K-borsodi medence, RADÓCZ Gyulának a Borsodi-medence, PENTELENYI Lászlónak a Tokaji-hegység és VARGA Gyulának a Mátra ezideig éleskavics mentes voltát megerősítő szóbeli közlésükért.

Az 1991-ig összegyűjtött ismereteket még az évben dolgozatban értékeltem, s ez az anyag 1992-ben az Acta Geologica Hungarica 35. kötetének 4. füzetében angol nyelven megjelent. Ennek a dolgozatnak fő mondanivalóit – néhány vonatkozásban továbbfejlesztve – szükségesnek éreztem a sokkal olvasottabb Földtani Közlönyben magyar nyelven is közreadni.

I. táblázat. A szél által megmunkált magyarországi pleisztocén éleskavicsok publikált lelőhelyeinek adatai

Table I Published data of the Hungarian ventifacts

Sorsz.	Településnév ill. terület	Gyakoriság	Anyakőzet	Fekü	Bezáró kőzet és kora	Fedő	Legnagyobb Ø cm	Megmunkáltság	A kavicsok anyaga	A kavicsok színe	A kavicsok	
											fedőfedője	lelője
1a	Csömör	3	alsó-miocén kavics	?	futóhomok	nincs	12	3	kvarcit kvarcporfir metahomokkő	barna *	Staub Móric	
1b	Főt, Somlyó-hegy	1	kárpáti kavics	kárpáti bryozós homokkő	holocén talaj	holocén talaj	nincs megadva	2	kvarcit	barna *	Papp K. 1898	Papp K. 1899
1c	Iván	2	pleisztocén kavics	?	pleisztocén kavics	nincs	6	3	kvarcit	barna *	Novák József	
2	A Vértes peremein	3	pleisztocén dolomittörlemény	?	?	nincs	nincs megadva	2-3*	triász dolomit	fehér *	Taeger H. 1909	
3	Nógrád Széles mező	3	alsó-miocén kavics	alsó-miocén kavics	?	nincs	50	3	kvarcit	barna * sárga	Schröter Z. 1910, Vadász E. 1953a, b	
4a	Bánhida állomás	2	pleisztocén* kavics	?	pleisztocén kavicsos homok	nincs	nincs megadva	3	nincs megadva	barna *		
4b	Csákvár	2	pleisztocén* kavics	?	?	nincs	nincs megadva	3	nincs megadva	sárga *		
4c	Kisapáti és Gullács között	1	pannóniai bazalt	?	?	?	?	3	pannóniai bazalt	?		
4d	Sáska és Monostorapáti között	2	miocén kavics	?	?	?	?	2-3*	kvarcit	sárga *		
4e	Sümegeől D-re	1	?	?	?	?	?	3	nincs megadva	nincs megadva		
4f	Sümege Harasztoldal	2	eoocén* kavics	alsó-pannóniai	?	nincs	22	3	kvarcos agyagpala	barna	id. Lóczy L. 1913	
4g	Sümege, Szőlő-hegy	1	eoocén (?)* kavics	?	?	nincs	10	3	kvarcit	barna *		
4h	Tapolca vasútállomás	2	alsó-pannóniai kavics	?	?	nincs	nincs megadva	3	kvarcit	barna *		
4i	Zalahaláp	1	badeni* kavics	?	?	nincs	40	3	kvarcit	barna *		
4j	A Balaton medrében: Alsóörs	1	pleisztocén kavics	felső-pannóniai	?	holocén iszap	?	3	nincs megadva	nincs megadva		
4k	A Balaton medrében: Aszófői sarok	1	pleisztocén kavics	felső-pannóniai	?	holocén iszap	?	3	nincs megadva	nincs megadva		
4l	A Balaton medrében: Kövesd	1	pleisztocén kavics	felső-pannóniai	?	holocén iszap	?	3	nincs megadva	nincs megadva		
5	Tapolca, Billegei kavics g.	1	?	?	?	?	5(?)	3	nincs megadva	nincs megadva	Cholnoky J., 1918	

A \*-al jelölt adat utólagos kiegészítést jelent.

A \*-al jelölt adat utólagos kiegészítést jelent.

I. táblázat. A szél által megmunkált magyarországi pleisztocén éleskavicsok publikált lelőhelyeinek adatai (folytatás)

Table 1 Published data of the Hungarian ventifacts (continuation)

Sorosz.	Településnév ill. terület	Gyakoriság	Anyakőzet	Fekü	Bezáró kőzet és kora	Fedő	Legnagyobb Ø cm	Megmunkáltság	A kavicsok anyaga	A kavicsok színe	A kavicsok	
											felfedezője	leírója
6a	Budapest, Soroksári út	1	ópleisztocén terasz	felső-pannóniai	ópleisztocén terasz	holocén Duna üledék	nincs megadva	3	mészko	nincs megadva		
6b	Főei Somlyó-h. Ny-i oldala	2	alsó-miocén kavics	Bryozós homok	oolikus homok	nincs	kisebb-nagyobb	2	kvarcporfir Nummulinás márga	nincs megadva	Schafarzik F.-Vendl A. 1929	
6c	Nógrád, Kálvária-hegy előtt	3	alsó-miocén kavics	alsó-miocén kavics	?	nincs	10 (?)	3	kvarcit	barna* sárga		
6d	Pomáz, Oszoly É-i töve	1	Hárshegyi homokkő	Hárshegyi homokkő	?	nincs	2,8	3	kvarcit	nincs megadva		
6d	Pomáz, Oszoly É-i töve	1	Hárshegyi homokkő	Hárshegyi homokkő	?	nincs	2,8	3	kvarcit	nincs megadva		
7a	Sopron Harkai-terasz	2	felső-pliocén-alsó-pleisztocén terasz	felső-pliocén-alsó-pleisztocén terasz	felső-pliocén-alsó-pleisztocén ?	nincs	nincs megadva	3*	kvarcit*	barna* sárga	Vendl M. 1930	
7b	Fertőboz	2	pleisztocén terasz	pleisztocén terasz	?	nincs	nincs megadva	3*	kvarcit*	barna* sárga		
8	Tapolca, szarmata mészkő fennsík	3	?	szarmata mészkő	?	nincs	nincs megadva	3	kvarcit*	barna* sárga	Cholnoky, 1932	
9	Ódörög	2	bádeni* kavics	eoén agyag	pleisztocén homok	holocén talaj	?	3	triász dolomit	fehér	Jaskó S. 1937	
10	Nógrád e Vár-hegytől D-re	3	miocén* kavics	?	?	nincs	nincs megadva	3	kvarcit*	barna* sárga	Mauritz B. 1939.	
11a	Tata-Les-hegy	3	mindel terasz	mindel terasz	?	nincs	12	3	kvarcit	barna*	Pécsi M. 1959	
11b	Tata Szabó-hegy	2	mindel terasz	mindel terasz	?	nincs	10	3	kvarcit	barna*		
12	Budapest, Gubacsi úti téglagyári lejtő	1	pleisztocén terasz	felső-pannóniai	ópleisztocén terasz	holocén Duna üledék	nincs megadva	3	mészko	nincs megadva	Schafarzik F.-Vendl A. - Papp F. 1964	
13	Kővágószőlős 6. útól 400 m-re	2	alsó-triász konglomerátum	permi homokkő	pleisztocén 3. terasz	würmi lösz	11	3	kvarcporfir kvarcit	sárgás szürke	Jámbor A. Meszlényi B. Várzegyi K.	Jámbor Á. 1967
14	Kemeneshát ÉK-i része	2	ópleisztocén VI. terasz			holocén homok	8-10	2	kvarcit	barna ritkán vörös	Bence G.-Jámbor A.-Pártényi Z. 1979	
15a	Csákvár	3	pleisztocén hordalékútp	?	?	nincs	nincs megadva	3	triász dolomit	fehér		
15b	Dunalmástól D-re	3	ópleisztocén V. terasz	ópleisztocén V. terasz	?	nincs	nincs megadva	3	kvarcit	barna*		
15c	Nyergesújfalu	2	pleisztocén kavics	?	?	nincs	nincs megadva	2-3*	kvarcit	nincs megadva	Pécsi M. 1987	
15d	Süttő	3	pleisztocén kavics	würmi lösz	würmi lösz	würmi lösz	nincs megadva	3	kvarcit	nincs megadva		
15e	Szár	3	würmi hordalékútp	?	würmi homokos dolomit törmelék	würmi dolomit törmelék	nincs megadva	3	triász dolomit	fehér		
16	Devecser	2	pleisztocén kavics	?	pleisztocén kavics	?	?	2-3*	nincs megadva	nincs megadva	ifj. Dudich E.-Hörizst Gy. 1962.	



II. táblázat. A szél által megmunkált magyarországi pleisztocén éleskavicsok nem publikált lelőhelyeinek adatai (saját gyűjtés)  
 Table II Unpublished data of the Hungarian ventifacts (collected by the author)

Sorsz.	Településnév ill. terület	Gyakoriság	Anyakőzet	Fekvé	Bezáró kőzet és kora	Fedő	Legnagyobb Ø cm	Megmunkáltság	A kavicsok anyaga	A kavicsok színe	A kavicsok felfedezője
1	Ajka É-i szélén téglaágyai fejtő	2	pleisztocén terasz	felső-pannóniai	pleisztocén maradványkavics	würmi lösz	7	2	kvarcit	barna	Jámor Á. 1968.
2	Acstól 5 km-re DK-re, M-1 bévágása	2	pleisztocén 2 terasz	pleisztocén terasz	pleisztocén maradványkavics	würmi lösz	12	2	kvarcit, mészkő, kvarcporfir	barna	Jámor Á. 1990.
3	Bakonybútiól DNY-ra homokbánya	2	oligocén	eoocén mészkő	pleisztocén eolikus homok	nincs	3	1,2	kvarcit	barnás-sárga	Jámor Á.-Korpás L. 1968.
4	Balatonederics 1.sz.f. 1,0-2,0 m-ig	2	pleisztocén maradványkavics	felső-pannóniai	pleisztocén agyagos kavics	holocén tőzegera agyag	7	3	triász dolomit és metamorf kavics	sötét	Jámor Á. 1969.
5	Bankától É-re 1,5 km-re	2	pleisztocén Duna kavics	felső-pannóniai	pleisztocén maradvány kavics	talajosodott lösz	15	2	kvarcit	sárga	Jámor Á. 1990.
6	Berhidától NY-ra dombtető	2	pleisztocén Séd terasz	felső-pannóniai	pleisztocén maradvány kavics	nincs	5	2	kvarcit	barna	Jámor Á. 1988.
7a	Budapest Népszínház Szálló	2	pleisztocén Duna terasz	szarmata	pleisztocén maradvány kavics	holocén talaj	5	2	kvarcit	sárga	Kovács L. 1985
7b	Budapest Ikarus Gyár	2	Duna terasz	kárpáti	pleisztocén maradvány kavics	nincs	12	2	kvarcit	sárga-barna	Jámor Á.-Csirik Gy. 1990.
7c	Budapest, szemben az Ikarus Gyárral	3	Duna terasz	kárpáti	pleisztocén maradvány kavics	holocén talaj	15	2	kvarcit	barna és vörö	Jámor Á.-Csirik Gy. 1990.
8	Csábrétek Cs- 598. sz.f. 0,0-3,0 m-ig	1	oligocén	felső-kréta mészkő	pleisztocén kavicsos homok	nincs	4	1	kvarcit	sárga	Jámor Á. 1968.
9a	Csákvár Cs-23 sz.f. 6-7 m-ig	2	dolomit törmelék	felső-pannóniai	pleisztocén kavicsos agyag	würmi lösz	3	3	triász dolomit	halvány sárga	Jámor Á.-Bence G. 1967
9b	Csákvár Cs-29 sz.f. 10,0-10,4 m- ig	2	dolomit törmelék	felső-pannóniai	pleisztocén kavicsos agyag	würmi lösz	2,5	3	triász dolomit	halvány sárga	Jámor Á.-Bence G. 1968
10	Császár DK-i szélé	2	felső-pannóniai	alsó-pannóniai	kvarter fűtőhomok	nincs	4	1	Congeria búbok	sárgás-fehér	Jámor Á.-Gyalog L. 1973
11	Csikvándtól 1 km- re ÉK-re kavicsbánya	2	oligocén	felső-pannóniai	ópleisztocén terasz	pleisztocén homokos lösz	8	2	kvarcit, tüző	barna	Jámor Á.-Csirik Gy. 1990.
12	Csomádól DNY-ra 1 km-re	3	alsó-miocén		pleisztocén fűtőhomok	nincs	30	3	kvarcit, kvarcporfir, kovás fatörzs	barnás-sárga, barna	Jámor Á. 1967.

II. táblázat. A szél által megmunkált magyarországi pleisztocén éleskavicsok nem publikált lelőhelyeinek adatai (saját gyűjtés, folytatás)  
Table II Unpublished data of the Hungarian ventifacts (collected by the author, continuation)

Sorsz.	Településnév ill. terület	Gyakoriság	Anyakőzet	Fekü	Bezáró kőzet és kora	Fedő	Legnagyobb Ø cm	Megmunkáltság	A kavicsok anyaga	A kavicsok színe	A kavicsok felfedezője
13	Curgó Móri árok	1	Galya terasz	miocén	Galya terasz pleisztocén	nincs	7	2	metamorf homokkő	barna	Jámor Á. 1980.
14	Pósjénő a tótól ÉK-re útbevágás	3	alsó-miocén		pleisztocén homokos agyag	nincs	10	3	kvarcit	barnás-sárga	Jámor Á. 1964.
15a	Egyházaskesző Bentonitbánya	3	ópleisztocén terasz	felső-panóniai bentonit	bentonit	pleisztocén bentonit	5	2	kvarcit	barna és szürke	Jámor Á. 1990.
15b	Egyházaskesző D-re kivezető út melletti árok	1	bazaltufa törmelék	felső-panóniai	pleisztocén törmelék	holocén talaj	5	2	bazalt lapilli	szürke	Jámor Á. 1976.
16	Ercsőtől ÉÉNy-ra a vasút mellől	1	Duna terasz ?	felső-panóniai	löss báza	würmi lösz	5	2	kvarcit	sárgás-barna	Jámor Á. 1972.
17	Fertőszentmiklóstól DNy-ra 1300 -re	3	Ikva terasz	felső-panóniai	pleisztocén maradvány kavics	würmi homokos lössze agyag	6	3	kvarcit	sárga, barna (vörös)	Jámor Á. 1990.
18	Fót, a Kő-hegytől ÉK-re levő Z. völgy	2	alsó-miocén		pleisztocén futóhomok	nincs	20	2	kvarcit	barnás-sárga	Jámor Á. 1967.
19	Ganna, ukács a falutól ÉK-re	2	oligocén		pleisztocén futóhomok	nincs	5	2	kvarcit	barna	Jámor Á. 1968.
20a	Gércs, alginit bánya	1	pleisztocén Rába terasz	felső-panóniai	pleisztocén Rába terasz	würmi lösz	7	2	kvarcit	barna, sárga, vörös	Jámor Á. 1967.
20b	Gércs, a panóniai homok bánya	2	Rába terasz	felső-panóniai	maradvány kavics, pleisztocén	nincs	7	2	kvarcit	sárga	Jámor Á. 1985.
21a	Gyepükaján, Gyk-3 sz. furás 0,5-1,0 m-ig	1	oligocén	eocén	pleisztocén kavicsos homok	holocén talaj	7	1,2	kvarcit	sárga	Jámor Á. 1968.
21b	Gyepükajántól DDK-re 2 km-re	2	oligocén	eocén	pleisztocén futóhomok	nincs	20	2	kvarcit	barnás-sárga	Jámor Á. 1969.
22	Hegyesdtől K-re az út árkában	2	bádeni	felső-panóniai	pleisztocén futóhomok	nincs	10	2	kvarcit	sárga	Jámor Á. -Peregi Zs. 1973.
23	Iszkausztygyörgytől ÉÉNy-ra 1 km	1	Galya terasz	felső-panóniai	pleisztocén maradvány kavics	nincs	15	3	triász dolomit	fehér	Bernhardt B. 1980.
24a	Kismándtól D-re 3 km	2	Duna terasz	felső-panóniai	futóhomok, alján maradványkavics	kvarter futóhomok	10	2	kvarcit	barnás-sárga	Jámor Á. -Bernhardt B. 1971.

Sorsz.	Településnév ill. terület	Gyakoriság	Anyakőzet	Fekü	Bezáró kőzet és kora	Fedő	Legnagyobb Ø cm	Megmunkáltság	A kavicsok anyaga	A kavicsok színe	A kavicsok felfedezője
24b	Kismándtól Ny-ra 19 km kavicsbánya	2	Duna terasz		pleisztocén maradvány kavics	nincs	10	3	kvarcit	sárga	Jámbor Á. 1976.
24c	Kisigmándtól É-ra dombtetőről	1	Duna terasz		pleisztocén maradvány kavics	nincs	7	3	kvarcit	sárga	Jámbor Á. 1976.
25	Kömlőd templomától K-re 1,3 km-re	1	Általér terasz	oligocén	pleisztocén maradvány kavics	nincs	5	2	kvarcit	sárga	Jámbor Á. 1976.
26	Környe, Erdőtagyas psz.-tól Ny-ra 300 m.	1	Általér terasz	oligocén	pleisztocén maradvány kavics	nincs	7	2	kvarcit	sárga	Jámbor Á. 1976.
27a	Kúptól ÉK-re 500 m-re	1	oligocén		pleisztocén II. Bítva terasza	nincs	7	2	kvarcit, mészkő, kvarcporfir	sárga	Jámbor Á. - Bihari D. 1968.
27b	Kúptól DK-re 500 m-re	1	oligocén		pleisztocén futóhomok	nincs	20	3	kvarcit	sárga	Jámbor Á. - Bihari D. 1968.
28	Lábatlan DNy-i sarkán fűrészből	2	kőzettörmelék	felső-pannóniai	maradvány kavics	pleisztocén futóhomok	10	2	pleisztocén édesvízi mészkő	halvány-sárga	Jámbor Á. - Scheuer Gy. 1988.
29	Lövő a község DK-i sarka, akna	2	Ikva terasz-kavics	felső-pannóniai	ópleisztocén terasz	ópleisztocén vörös agyag	10	1	kvarcit	barna és vörös	Jámbor Á. 1990.
30a	Magyargencs	2	Rábaterasz	felső-pannóniai	Rábaterasz	holocén terasz	7	2	kvarcit	sárga, barna és vörös	Jámbor Á. 1990.
30b	Magyargencsei Mgt.-7. sz. fűrés 0,0-2,5 m-ig	3	Rábaterasz	ópleisztocén agyag	Rába 6. terasz	nincs	3	2	kvarcit	sárga, barna és vörös	Jámbor Á. 1990.
30c	Magyargencstől Ny-ra	1	Rába 6. terasz	felső-pannóniai	Rába 6. terasz maradvány	nincs	5	3	kvarcit	sárga, barna és vörös	Jámbor Á. 1976.
31	Marionvásár és Duna közötti szántóföldről	1	?	würmi lösz	nincs	nincs	5	2	kvarcit	barna	Jámbor Á. 1976.
32	Mánytól K-re Szentlászló-völgy K-i oldaláról	1	Szentlászló viz. terasz	miocén	nincs	nincs	7	2	kvarcit	barna	Jámbor Á. 1978.
33a	Mocsától DNy-ra 2 km-re Kálvária	2	Duna 3. terasza	felső-pannóniai	nincs	nincs	10	2	kvarcit	sárga	Jámbor Á. - Bernhardt B. 1971.
33b	Mocsai Kálváriától Ny-ra 2 km-re	2	Duna 3. terasza	felső-pannóniai	kvarter futóhomok alján maradvány	kvarter futóhomok	10	1	kvarcit	sárga	Jámbor Á. - Bernhardt B. 1971.
34	Nagypálától D-re 1 km-re műút mellett	1	Rába? terasz	felső-pannóniai	ópleisztocén terasz	nincs	5	1	kvarcit	sárga és vörös	Jámbor Á. - Franyó F. - Tanács J. 1990

II. táblázat. A szél által megmunkált magyarországi pleisztocén éleskavicsok nem publikált lelőhelyeinek adatai (saját gyűjtés, folytatás)  
 Table II Unpublished data of the Hungarian ventifacts (collected by the author, continuation)

Sorsz.	Településnév ill. terület	Gyakoriság	Anyakőzet	Fekv.	Bezárt kőzet és kora	Fedő	Legnagyobb Ø cm	Megmunkáltság	A kavicsok anyaga	A kavicsok színe	A kavicsok felfedezője
35	Nagytevel DK-i végén	2	oligocén	?	pleisztocén futóhomok	nincs	15	1	kvarcit	sárga	Jámbor Á.-Bihari D. 1968.
36	Noszolptól DK-re	3	oligocén		pleisztocén maradványkavics	nincs	15	1	kvarcit, mészkő, kvarcporfir	barna, sárga	Jámbor Á.-Bihari D. 1976.
37	Nógrád, Török-hegy DNY-i oldala	3	alsó-miocén		?	nincs	45	3	kvarcit	sárga	Jámbor Á. 1964. L55
38a	Nyírád, Deák-pusztától Ny-ra 1,2 km	2	oligocén	bauxit	pleisztocén eolikus homok	nincs	7	2	kvarcit	sárga	Jámbor Á. 1968.
38b	Nyírád, Nd-1944 sz. fűrés	2	bádeni kavics	bádeni mészkő	pleisztocén agyagos homok	pleisztocén futóhomok	17	2	kvarcit	sárga	Jámbor Á. 1968.
38c	Nyírádtól DK-re 200 m-re, árokban	3	oligocén	bádeni	nincs	nincs	9	2-3	kvarcit, tűzkő, lidit	barna és vörö	Jámbor Á. 1974.
38d	Nyírádtól DK-re 200 m-re, árokban	2	bádeni	bádeni ?	pleisztocén maradvány kavics	nincs	5	2	kvarcit	sárga	Jámbor Á. 1976.
39	Órimagyarósd a szőlő ültetvényén	3	Rába terasz	felső-pannóniai	Rába terasz	nincs	20	2	kvarcit	barna és vörö	Tanács J.-Franyó F.-Jámbor Á. 1990.
40	Rétság és Diósjenő között	2	miocén kavicsos homok	?	pleisztocén futóhomok	nincs	20	1	kvarcit, homokkő-kvarcit, lidit	sárgás barna	Jámbor Á. 1964.
41a	Sopron Harkai csúcs alatt	3	Ikva terasz	bádeni slir	nincs	nincs	15	3	kvarcit	sárgás-barna	Jámbor Á.-Boldizsár I. 1972.
41b	Sopron Balfi úti téglagyár	3	Ikva terasz	felső-pannóniai	pleisztocén maradvány kavics	nincs	10	2-3	kvarcit	sárga és barna	Jámbor Á. 1985.
42	Sopronkőhida Piusz pusztától É-ra	3	Ikva terasz	szarmata homok kavics	pleisztocén maradvány kavics	nincs	15	3	kvarcit	sárga és barna	Jámbor Á. 1985.
43a	Sümeg, Mogyorósdomb	2	oligocén	mezozoikum	nincs	nincs	20	2	kvarcit	barna	Jámbor Á. 1968.
43b	Sümeg, bárdi ótáji baucitfejtés	2	oligocén	bádeni	homokos kavics ópleisztocén	bolocén homokos talaj	12	3	kvarcit	barna	Jámbor Á. 1977.
44	Szendről É-ra 1,3 km-re dombtetőn	2	oligocén	felső-pannóniai	pleisztocén futóhomok alján	pleisztocén futóhomok	5	1	kvarcit, lidit, Congeria búb	sárga	Jámbor Á. 1971.

Sorsz.	Településnév ill. terület	Gyakoriság	Anyakőzet	Fekvé	Bezáró kőzet és kora	Fedő	Legnagyobb Ø cm	Megmunkáltság	A kavicsok anyaga	A kavicsok színe	A kavicsok felfedezője
45	Szentimrefalva D-i szélén	1	oligocén	felső-pannóniai	pleisztocén futóhomok	nincs	5	2	kvarcit, lidit, tűzkő	barnás-sárga	Jámbor Á.-Jakus P. 1969.
46	Szombathely DNY-i sarka skla	2	Terasz kavics	felső-pannóniai	pleisztocén terasz	holocén talaj	4	1	kvarcit	barna	Jámbor Á. 1984.
47a	Tapolcától NY-ra lak tanya	1	pleisztocén törmelék	felső-pannóniai	pleisztocén terasz	pleisztocén agyagos alföldi	20	2	triász dolomit, lajta mészkő, kvarcit	sárga	Jámbor Á. 1987.
47b	Vasbösszűfalui és a dukai elágazás között a 8-as út mellett	2	ópleisztocén terasz	felső-pannóniai	pleisztocén terasz	nincs	7	2	metamorf kvarcit	barna és sárga	Jámbor Á. 1990.
48	Tapolcátfő, Hidegforrás és Atyamajor között	1	oligocén	felső-kréta	pleisztocén futóhomok	nincs	5	1	kvarcit, lidit	barna	Jámbor Á. 1968.
49a	Tata, Kálvária-domb DK-i része	3	liász mészkő törmelék	felső-pannóniai	pleisztocén futóhomok	würmi lösz	3	3	liász és dachsteini mészkő	sárgás-barna	Jámbor Á. 1985.
49b	Tata, Szabó-hegytől NY-ra 200 m-re	2	Duna 2-es terasz		pleisztocén maradvány kavics	würmi? lösz	10	1-2	kvarcit	sárga	Jámbor Á. 1990.
49c	Tata, Szabó-hegy	3	Duna 3-as terasz		pleisztocén maradvány kavics	nincs	8	1	kvarcit	sárgás-barna	Jámbor Á. 1990.
49d	Tata, Les-hegy	2	Duna 3-as terasz	felső-pannóniai	pleisztocén maradvány kavics	édesvízi mészkő?	15	1	kvarcit	barna	Jámbor Á. 1990.
50	Tályaútól E-ra bentonit kiűfejtés mellett	1	pleisztocén törmelék	alsó-pannóniai kvarcit	pleisztocén törmelék maradvány	nincs	3	2	karneol	sárga (eredeti)	Jámbor Á. 1985.
51a	Tárkánytól D-re 1 km-re	1	oligocén	felső-pannóniai	Concói pleisztocén terasza	kvarter eolikus homok	7	2	kvarcit, lidit	sárga	Jámbor Á. 1972.
51b	Tárkánytól K-re 2,5 km-re	1	oligocén	felső-pannóniai	Concói pleisztocén terasza	kvarter eolikus homok	5	1	kvarcit	sárga	Jámbor Á. 1972.
52	Pátikától DK-re 5 km-re a Velencei-heg. ÉNY-i lejtőjén	3	karbon gránit	felső-karbon	pleisztocén gránit murva	holocén talaj	12	2-3	telér kvarcit törmelék	piros és sárga	Jámbor Á. 1998.

III. táblázat. A szél által megmunkált magyarországi pleisztocén éleskavicsok nem publikált lelőhelyeinek adatai (kollegiális segítség)

Table III Unpublished data of the Hungarian ventifacts (collected by colleagues listed in the first column)

Az éleskavics előfordulás felfedezője	Az éleskavicselőfordulás jellegei	Településnév
Viczán István	Az abaújházi földszánt területén a Hernád terasz kavicsainak egy része éleskavicská alakult. Méretük 3–12 cm, színük barna.	Abaújház
Chikán Géza, Koloszar László	A község mellett pleisztocén terasz-maradványkavics egyes darabjait a homok simára polírozta és gyengén fejlett lapokat is kialakított rajtuk. Átmérőjük 3–5 cm, színük barna.	Bérbaltavár
Ivancsics Jenő	Balfőtól É-ra a Halász kunyhó feletti lapos dombtetőn ön felső-pannóniai maradványkavics erősen szélpolírozta darabjai találhatók. Barna színűek, legnagyobb átmérő 15 cm.	Balfő
Korpás László	A borsosberényi vasútállomástól a drégelyi várba vezető út mentén alsó-miocén maradványkavics egyes darabjai éleskavicská alakultak.	Borsosberény
Szebenyi Lajos	A dorogi nagy tömedékelő homokbányában 9–10 cm-es dachsteini mészkő éleskavicsokat figyelhetünk meg.	Dorog
Gábris Gyula	Dunaalmástól D-re Duna 2. teraszának felszínén a kavicsok egy része éleskavicská formálódott.	Dunaalmás
Korpás László	A községtől ÉNy-ra a pleisztocén kavics egyes darabjai éleskavicská formálódottak.	Etyek
Bihari Dániel	Felsőpáhoktól É-ra a dombtetőn a pleisztocén terasz-kavicsok egy része éleskavicská formálódott. 5–10 cm átmérőjük.	Felsőpáhok
Korpás László	A Fenyőfő–Bakonyszűcs közötti föld út mentén az oligocén maradványkavics egyes darabjai éleskavicská formálódottak.	Fenyőfő
Viczán István	A községtől É-ra lévő Tuzsapuszta mellett a Hernád terasz és a fiatal lösz közötti helyzetben néhány hidrokvarcit anyagú 2–10 cm-es éleskavics került elő. Egy részük vörös elszíneződésű.	Gibárt
Majoros György	Kádárta mellett pleisztocén maradványkavicsok között élesre csiszoltak is előfordulnak.	Kádárta
Franyó Frigyes	A falu DK-i szélén a Rába 1. teraszát nagy kavicsbánya tárta fel. A talaj alatti 5–10 cm-es kavicsok egy része éleskavicská alakult.	Kémestaródfa
Szabó Imre	A vasútállomás É-i oldalán a Mihálovits kőfejtőben a felső-permi mészkő felett a félméternyi barna vályog alján lévő mészkő darabokat a szél éleskavicsokká formálta.	Nagyvisnyó
Korpás László	A nógrádi Széles mezőn sok szép éleskavics észlelhető. Ezek az alsó-miocén maradványkavics egyes darabjai.	Nógrád
Jantsky Béla, Kovács II. Lajos	Pátka mellett gránit térszínén 5–11 cm átmérőjű, ripacos felszínű magnetit éleskavicsok találhatók.	Pátka
Oravecz János	A Pilistetőn, a „Simon halála” közelében éleskavicská formált dachsteini mészkő darabok találhatók.	Pilistető
Oravecz János	Romhány mellett miocén maradványkavics egyes darabjait a szél éleskavicská polírozta.	Romhány
Majoros György	Sálföld mellett permi konglomerátumból kimállott kavicsok éleskavicská csiszolt példányai észlelhetők.	Sálföld
Bencze Géza	A Tapolca–sümegi út és a Viszló-patak metszésének környékén a badeni maradványkavicsok egy része éleskavicská csiszolt példányait észlelte.	Tapolca
Kaszainé Selmeczi Ildikó	Vasztélytól ÉÉNy-ra 2,7 km-re az Órhegy 269 magassági ponttól 200 méterre az oligocén maradványkavics 5–9 cm-es darabjainak jórésze éleskavicská formálódott.	Vasztély
Korpás László	A községtől K-re kb. 1800 m-re a dombtetőn az oligocén maradványkavics egyes darabjaiból képződött éleskavics.	Városlőd
Venkovits István	A Haláp-hegy DNY-i lábánál a miocén maradványkavics egyes darabjai éleskavicská alakultak.	Zalahaláp
Korpás László	A Bakonybélbe vezető országút mellett, Akli pusztánál az oligocén maradványkavics egyes darabjai éleskavicská formálódottak.	Zirc

### Az éleskavicsok kialakulása

Az éleskavics megnevezés nem fedi az eolikusán megmunkált kavics, vagy közettörmelék darab fogalmát. A vad szél által a föld felszínének közelében nagy sebességgel tovahajtott homokszemcsék előbb fényessé és simára csiszolják – felpolírozzák – a kavics felszínét. Ezt a jelenséget szabad szemmel éppen olyan jól lehet észlelni, mint a homokszemcsék polírozott voltát. Ha kellően hosszú ideig súrolják a kavicsoknak (kőzetdaraboknak) a felszínét a tovasodott homokfelhők, rajtuk közel sík felületet, lapot alakítanak ki, majd a szél hatására, vagy a krioturbációs mozgások következtében kibillenő kavicsra újabb lapo(ka)t, a lapok metszésénél meg éleket, sarkokat hoznak létre (CAILLEUX 1942). Így lehetnek csak polírozott felszínű, majd egylapos, kétlapos, háromlapos stb. – ezek a szűkebb értelemben vett dreikanterek – és az eredeti kavics-, vagy közettörmelék darab litoklázis-felület darabokkal határolt éleskavicsok.

A dreikanter, az éleskavics és a sarkoskavics megnevezés sem elég pontos, a „szél által megmunkált, (alakított) felületű kavics, ill. kőzetdarab” név pedig használhatatlanul hosszú, a fogalmat pontosan fedő „ventifact” meg nagyon szokatlan. Ezért PAPP 1899. évi dreikanter fordítását, az éleskavicsot használtuk és táblázatainkban megkülönböztettük a megmunkáltság fokát az alábbiak szerint:

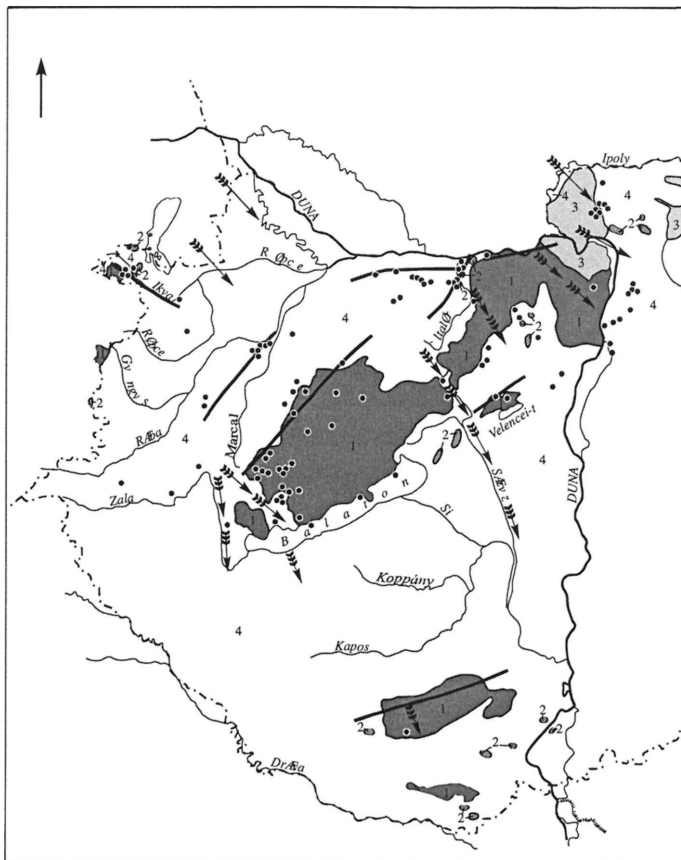
1. sima és fényes felületűre csiszolt kavicsok, lapok és élek nélkül;
2. egy, esetleg két lapot és egy elsődleges és egy másodlagos élt nyert fényes és sima felületűre csiszolt kavicsok;
3. három vagy több lapot, és három vagy több másodlagos élt és egy vagy több csúcsot (sarkot) nyert fényes és sima felületűre, ritkábban ripacsos felületűre csiszolt kavicsok.

Elsődleges élnek a kavics eredeti felszíne és a szél által csiszolt lap metszésénél, másodlagosnak pedig a szél által csiszolt lapok határán kialakult élt nevezzük.

Az éleskavicsok mindig kemény, a mindenféle mállási hatásnak erősen ellenálló kőzetekből – kvarcit, permi kvarcporfir, triász dolomit, dachsteini mészkő, liász vörös mészkő, lidit, tűzkő, metahomokkő, bazalt, karneol, édesvízi mészkő, magnetit, konglomerátum, lajta mészkő, kovás fatörzs, *Congeria* búbok, permi mészkő – képződnek. Folyóvízi kavicsokból történő kialakulása jól érthető, ha figyelembe vesszük a folyóvízi szállítás során végbemenő rendkívül erőteljes kiválogatódást.

### Hazai éleskavics előfordulások

A hazai éleskavics előfordulások alapvetően kétféle helyzetben jelennek meg. Egyrészt az ÉNy-i szeleknek kitett dombok, hegyek Ny-i, ÉNy-i és É-i oldalában, illetve tetején, másrészt pedig az ÉNy-DK-i csapású egykori – és a pleisztocénből való átöröklés folytán általában ma is létező – szélcsatornák mentén (1. ábra). Mivel mindkét hatás jelentős méretű felületeket érint ezért az éleskavicsok nem magánosan, hanem csoportosan fordulnak elő. Túlnyomó részük egykori kavics, homokos kavics, kavicsos homok zátonyok felszínén, illetve az ezekből általában a deflációs hatásra kialakult maradványkavics mezőkön alakult ki. Jóval ritkábban közettörmelék darabokból – bazalttufa (15b), édesvízi mészkő (28), lajta



1. ábra. A pleisztocén éleskavicsok magyarországi előfordulásai. Jelmagyarázat: 1. Pleisztocénnél idősebb — főként mezozoos — képződményekből álló középhegységi területek, 2. Mezo- és paleozoos képződmények kisebb kibúvási dombvidéki területeken, 3. Középső-miocén vulkanitokból álló középhegységi területek, 4. Az egyéb képződmények elterjedési területe, 5. pleisztocén éleskavics lelőhelyek, 6. Az uralkodó pleisztocén széliránnyal szembeeső morfológiai frontok, 7. A jelentősebb szélcsatornák kialakulási helye a pleisztocénben.



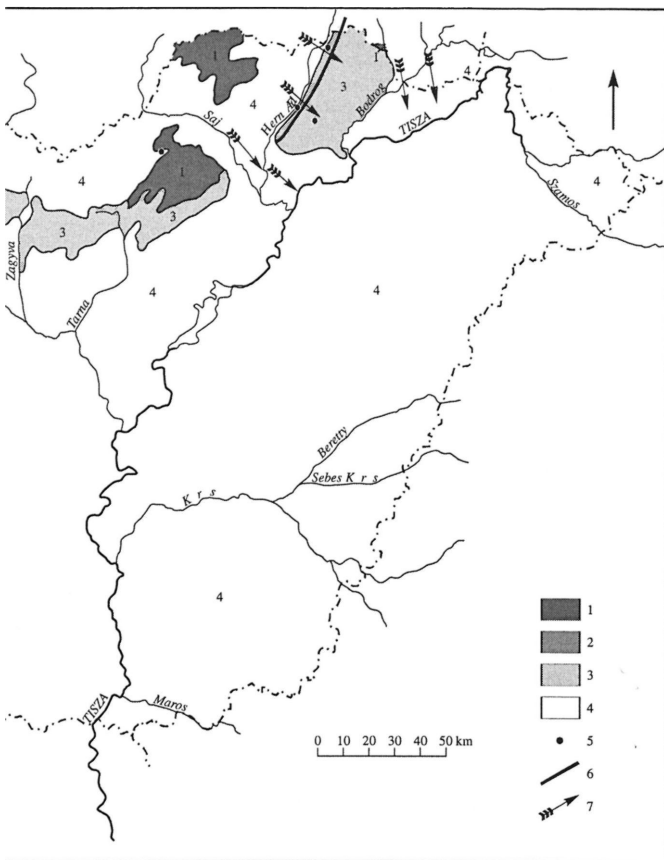


Fig. 1 Occurrences of the Pleistocene ventifacts in Hungary. Abbreviations: 1. Mid-mountains mainly Mesozoic formations, 2. Small outcrops of Mesozoic-Palaeozoic formations on hilly areas, 3. Middle Miocene volcanites in Mid-mountains areas, 4. Territory of other formations, 5. Occurrences of Pleistocene ventifacts, 6. Morphological fronts opposite the main Pleistocene wind-blown direction, 7. Occurrences of the main Pleistocene wind tunnels.

mészko (47a), liász mészko (49a), dachsteini mészko (49a, 3, 13), karneol (50), permii mészko 10, magnetit (12), telérkvarcit (52) – képződik.

Az eddig felismert ÉNy-ias irányba néző éleskavics előfordulások az alábbi frontokat, illetve szélcsatornákat rajzolták ki:

Frontok:

Ikva jobbparti domb vonulat  
Kemeneshát ÉNy-i pereme;  
Bakony és Vértes–Gerecse ÉNy-i pereme;  
Győr–Lábatlan közötti teraszvonulat;  
Pesti-síkság Ny-i pereme,  
Velencei-hg. ÉNy-i pereme;  
Tokaji-hg. ÉNy-i pereme.

Szélcsatornák:

Eisenstadt (Kismarton)–Soproni-árok;  
Sümeg–Tapolcai-árok;  
Móri-árok;  
Dorog–Pilisvörösvár–Óbudai-árok;  
Visegrád–Szódi-árok;  
Perőcsény–Nógrádi-árok;  
Hetvehely–Kővágószőlősi-árok,  
Gibárt–Abaújszántó–Tállyai-árok.

Az éleskavicsok nagy elterjedtsége ellenére előfordulásuk az ország területén nem általános. Nagy területeken a folyóvízi kavicsok, illetve a kőzettörmelék keletkezéséhez alkalmas kőzetek hiánya miatt nem alakultak ki, de éppen emiatt feltűnő DNY-dunántúli hiányuk, ahol pedig bőven vannak kavicsteraszkok. Itt nyilván az Északi-Mészko-Alpok szélárnyékoló hatása akadályozta meg képződésüket (1. ábra).

Somogy, Tolna, Baranya, továbbá Fejér megye DK-i részén viszont valószínűleg a deflációs hatás gyengesége (PÉCSI 1986) – ezek a lösz összletek fő lerakódási területei (FÜLÖP 1984) – miatt nem alakultak ki, az egyedüli kővágószőlősi kivételével.

### Az éleskavicsok kora

A hazai éleskavics előfordulások kora sokáig meglehetősen bizonytalan volt. PAPP (1899) ugyan egyértelműen a lösszel egyidősnek nyilvánította, id. LÓCZY (1913) és CHOLNOKY (1918) azonban a pannóniai utáni, pleisztocén előtti (levantei) besorolásuk mellett foglalt állást. Koruk meghatározása nem könnyű, mert túlnyomórészt a felszínen fordulnak elő (I. I, II. táblázat). 1960 után azonban egyre többször sikerült pleisztocén rétegsorokban felfedezni őket (JÁMBOR 1992). Jelenlegi ismereteink szerint a pleisztocénnek legalább négy szintjében fordulnak elő (IV. táblázat). Kialakulásuk nyilván a pleisztocén egy-egy jellegzetes – a felkavicsolódások utáni, száraz, hideg, rendkívül erős bukószelekkel jellemzett, a löszképződések előtti – éghajlati szakaszához kapcsolódik (PÉCSI 1975). A dunaújvárosi lösznél bizonyítottan fiatalabb éleskavics előfordulásunk nincsen.

IV. táblázat. A magyarországi éleskavics előfordulások települési adatai  
 Table IV Stratigraphic positions of the ventifact occurrence of Hungary

Az éleskavicsok települési szintjei	Publikált adatok (1. táblázat)	Kollégáktól kapott adatok (3. táblázat)	Saját gyűjtésű adatok (2. táblázat)
Fedő nélküli előfordulások	1c, 2, 3, 4a, 4b, 4c, 4d, 4e, 4f, 4g, 4h, 4i, 5, 6c, 6d, 7a, 7b, 8, 10, 11a, 11b, 15e, 15b, 15c	1, 2, 4, 5, 6, 7, 8, 11, 12, 13, 15, 16, 17, 18, 19, 20	3, 6, 7b, 8, 10, 12, 13, 14, 18, 19, 20b, 21b, 22, 23, 24b, 24c, 25, 26, 27a, 27b, 30b, 30c, 31, 32, 33a, 34, 35, 36, 37, 38a, 38c, 38d, 39, 40, 41a, 41b, 42, 43a, 45, 47b, 48, 49c, 50
Holocén fedős előfordulások	1b, 6a, 4j, 4k, 4l, 9, 12, 14,	3?, 9	4, 7a, 7c, 15a?, 15b, 16, 17, 20a, 21a, 24a?, 30a?, 33b, 38b, 43b
Würmi fedős előfordulások	13, 15d, 15e	3?, 10	47a, 49a, 49b
Fiatal pleisztocén teraszban	-	22? -	47a
Középső szintű pleisztocén teraszban	-	23? -	46, 49d?
Idős pleisztocén teraszban	-	-	29, 47b
Kvarter futóhomokban	1a, 4a, 6b	-	44, 47b?, 51a, 51b

Koruk megítélésében segítségünkre lehet az éleskavicsok színe. Tapasztalataim szerint a legidősebbek általában piros, a közbensők sárgásbarna, barna, a legfiatalabbak – a würmi lősz alattiak – halványsárga elszíneződésűek, ill. fehérek.

Említést érdemel, hogy ismételten sikerült folyóvízi kavicsokba áthalmazott éleskavicsokat találnunk. Ezek a polírozottságon a defláció által kialakított lapokon és éleken túl jól észlelhetők voltak a kavicsoknak a folyóvízi szállítás során történt összeütődése következtében képződött 1–2 mm<sup>2</sup>-nyi kerek, a vastag üvegeken ütés hatására létrejött mikrotöréshálózattal átszőtt foltokhoz hasonló pöttyök, amelyeknek itt a limonitos átitatódása csekélyebb mértékűnek látszik, mint az éleskavics többi részén.

### Irodalom– References

- BENCE G., JÁMBOR Á. & PARTÉNYI Z. 1979: A Várkesző és Malomsok környéki alginít (olajpala)- és bentonitkutatások eredményei. – *MÁFI Évi Jelentése 1977-ről*, 173–183.
- CAILLEUX, A. 1942: Les action éoliennes périglaciaire en Europe. – *Mém. Soc. Géol. France* 21/1–2, Feuilles 1 A 22 mém. 46, 176 p.
- CHOLNOKY J. 1918: A Balaton hidrográfiája. – *Balaton Tud. Tan. Eredményei*, 1, 2, 318 p.
- CHOLNOKY J. 1932: Tihany. Morfológiai megfigyelések. – *Mat. Term. Tud. Ért.* 48, 214–235.
- DUDICH E. Jr. & HÖRISZT Gy. 1964: Devescer környéki és Kisalföld-peremi földtani vizsgálatok. – *Földt. Közl.* 94, 10–24.
- FÜLÖP J. (ed.) 1984: Magyarország földtani térképe M = 1:500 000. – MÁFI kiadvány, Budapest.
- JASKÓ S. 1937: Pleisztocén éleskavicsok a Déli Bakonyból. – *Földt. Közl.* 67, 331–333.
- JÁMBOR, Á. 1967: Pelistozäne Deflationserscheinungen im südwestlichen Teil des Mecsek-Gebirges. – *Acta Univ. Szeged.* 18/1, 13–22.
- JÁMBOR, Á. 1992: Pleistocene ventifact occurrences in Hungary. – *Acta Geologica Hungarica* 35/4, 407–436.
- LÓCZY L. sen. 1913: A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése. – *Balaton Tud. Tan. Eredm.* 1, 1, 1, 617 p.
- MAURITZ B. 1939: A földkérget alakító erők és azok tevékenységének eredményei. – *A természet világa* 3, 176–177.
- PAPP K. 1899: Éleskavicsok (dreikanterek) Magyarország hajdani pusztáin (steppéin). – *Földt. Közl.* 29, 135–147.

- PÉCSI M. 1959: A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalakítása. – Akadémiai Kiadó, Budapest, 346 p.
- PÉCSI M. 1975: A magyarországi löszszelvények litosztratigráfiai tagolása. – *Földr. Közl.* **23** (99), 217–230.
- PÉCSI, M. 1986: A zalai meridionális völgyek, dombhátak kialakulásának magyarázata. – *Földr. Közl.* **34/1–2**, 3–10.
- PÉCSI M. 1987: A Dunántúli-középhegység. – Akadémiai Kiadó, Budapest, 500 p.
- SCHAFARZIK F. & VENDL A. 1929: Geológiai kirándulások Budapest környékén. – Stádium, Budapest, 341 p.
- SCHAFARZIK, F., VENDL A. & PAPP F. 1964: Geológiai kirándulások Budapest környékén. – Műszaki Könyvkiadó, Budapest, 295 p.
- SCHRÉTER Z. 1910: A Magyarhoni Földtani Társulat kirándulása Nógrád és Szokolyahuta környékére 1910. május 26-án. – *Földt. Közl.* **40**, 373–376.
- SUC, J. P., BERTINI, A., LEROY, S. A. G. & SUBALLYOVA, D. 1997: Towards the Lowering of the Pliocene/Pleistocene Boundary to the Gauss-Matuyama Reversal. – *Quaternary Internat.* **40**, 37–42.
- TAEGER, H. 1909: A Vérteshegység földtani viszonyai. – *MÁFI Ann.* **17**, 256 p.
- VADÁSZ E. 1953: Magyarország földtana. – Akadémiai Kiadó, Budapest, p. 395.
- VADÁSZ E. 1953: A nógrádi éleskavics terület. – *Földt. Közl.* **83**, 57–59.
- VENDEL M. 1930: Sopron környékének geológiája. II. rész: A neogén és a negyedkor üledékei. – *Erdészeti kísérletek* **32**, 1–160.

## Délkelet-dunántúli löszösszletek ásványos és geokémiai jellegei és ezek eredete

*Origins of the mineral and geochemical characteristics of the loess sediments in South-east Transdanubia*

HUM László<sup>1</sup>

(4 ábra)

*Tárgyszavak: fiatal lösz, paleotalajok, karbonátok, geokémia, főkomponensek, nyomelemek, paleoklíma*  
*Keywords: younger loess, palaeosols, carbonate content, geochemistry, main components, trace elements, palaeoclimate*

### Abstract

On the basis of their mineralogical and chemical composition, determined by palaeoclimatic conditions, it is possible to make a distinction between loess and palaeosol types which suffered different degrees of weathering and pedogenesis. The geochemical properties of the sediments reflect the intensity of weathering and pedogenesis; thus nine sediment types could be distinguished upon this basis. The weakly weathered loess was formed under a cold and arid climate. This is the group least affected by weathering. The weathered loess was deposited under milder and more humid conditions – thus weathering did influence its formation. More intense weathering, however, led to the formation of strongly weathered loess, which can be interpreted as humic loess or embryonic soil as well. In these cases, however, pedogenesis was not strong enough to develop real soil horizon. The strongly weathered loess displays intermediate geochemical and developmental characteristics between loess and palaeosol. The carbonate accumulation horizons belong to the loess-like deposits. The Mende Upper (MF) and Basaharc Double (BD) soil complexes were formed by strong pedogenesis under the conditions of a mild and humid climate. The Basaharc Lower (BA) and even the Mende Base (MB) palaeosols evince the most intense pedogenesis and weathering, and are associated with as even warmer and more humid palaeoclimate than the Mende Upper and Basaharc Double soil complexes. Geochemical investigation of loess-palaeosol series indicate that reconstruction of palaeoclimatic trends is possible.

### Összefoglalás

A dolgozat délkelet-dunántúli lösz-paleotalaj szelvények geokémiai jellegeinek és a paleoklíma összefüggéseinek vizsgálatával foglalkozik. A paleoklimatikus feltételek által meghatározott üledéktani jellemzők valamint az ásványi és kémiai összetétel alapján elkülöníthetők a különböző mértékű mállás és pedogenezis által kialakított lösz- és paleotalaj típusok. Vizsgálataim kilenc üledéktípusra terjedtek ki. A gyengén mállott löszök, a mállott löszök, az erősen mállott löszök, az ezekkel párhuzamosítható humuszos horizontok ( $h_1$ ,  $h_2$ ) és az eltemetett talajszintek alatti karbonátakkumulációs horizontok még a szélesebb értelemben vett „lösz”, ill. „löszszerű üledék” fogalmán belül értelmezhetők. A szelvényeket tagoló „valódi” paleotalaj-rétegek (MF, BD, BA, MB) jellemzői szintén különböző fokú mállásról illetve pedogenezisről tanúskodnak, ezért ezeket a rétegtanilag is fontos szinteket önálló csoportokként értékeltem. A különböző rétegtani szintek geokémiai karakterének vizsgálata lehetővé teszi a paleoklimatikus trendek rekonstrukcióját. A gyengén mállott löszök hideg-száraz időszakokban keletkeztek, a mállott löszök enyhébb, csapadékosabb klimatikus feltételek között alakultak ki. A paleotalajok felett jelentkező erősen mállott löszök átmeneti képződmények a löszök és paleotalajok között, ezen üledékek geokémiai jellemzői

<sup>1</sup> Szegedi Tudományegyetem, Földtani és Óslénytani Tanszék, 6722 Szeged, Egyetem u. 2–6.  
hum@geo.u-szeged.hu

erősebb mállást bizonyítanak, mint a löszök, de a mállás intenzitása talajszint kialakulását még nem tette lehetővé. A MF és BD talajkomplexumok már erős pedogenezis termékei, a BA és MB talajok keletkeztek a legintenzívebb mállás és pedogenezis következtében.

## Bevezetés

A negyedidőszaki képződmények tükrözik az őket kialakító környezeti tényezők hatását. Az őskörnyezeti viszonyok által meghatározott ásványos és elemi összetétel változásai ezért lehetővé teszik a paleoklíma és az őskörnyezeti tényezők dinamikus változásainak kimutatását.

A klíma melegebbé és nedvesebbé válásával a mállás és pedogenezis intenzitása megnő. A meleg-nedves szakaszokban erősödik a karbonátok kioldódása, fokozódik az agyagásványok kialakulása és a  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  mellett számos főkomponens és nyomelem felhalmozódása.

A magyarországi löszök litológiai tulajdonságai alapján két jól elkülöníthető egységre, a „fiatal lösz” és az „öreg lösz” sorozatra oszthatók. A „fiatal lösz” sorozat felső része a „Dunaújváros–Tápiósüly löszösszet”, alsó része a „Mende-Basaharc löszösszet” (PÉCSI 1975, 1985, 1993; PÉCSI & SCHWEITZER 1995). A Dunaújváros–Tápiósüly összletet két humuszos szint ( $h_1$ ,  $h_2$ ) tagolja. A Mende-Basaharc összletben két csernozjom-szerű dupla paleotalaj (MF, BD) és egy jól fejlett, jelentős vastagságú talajhorizont (BA) található. Az összlet bázisát a jól fejlett MB talajkomplexum adja.

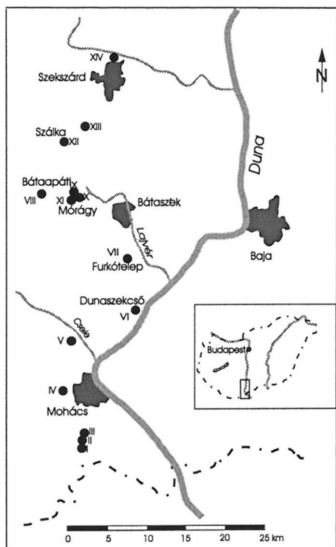
A löszös képződmények szöveti tulajdonságait számos szerző vizsgálta (SWINEFORD & FRYE 1955; LIU & CHANG 1964; 1985; SCHÖNALS 1955; SMALLEY 1966; SMALLEY & VITA-FINZI 1968; BRUNACKER 1974; FÜCHTBAUER 1988; SIEBERTZ 1982). Hazai löszös üledékeink szemcseösszetételével többek között KRIVÁN (1955), RÓNAI et al. (1965), KISS (1995), HAHN (1985), SZILÁRD (1983, 1985), PÉCSI-DONÁTH (1985, 1987), SZÓÓR et al. (1991) foglalkoztak.

A löszök geokémiáját GONG et al. (1987), LATRIDOU et al. (1984), PETROV et al. (1984), SCHNETZER (1992), TAYLOR et al. (1983) vizsgálták. A magyarországi fiatal löszöket PÉCSI-DONÁTH (1985) tanulmányozta. A löszök geokémiái karaktere és a paleoklíma változásai közötti kapcsolatra WEN et al. (1985), LIU et al. (1995) és WEN et al. (1995) hívták fel a figyelmet.

Tizennégy szelvényt gyűjtöttem be üledéktani, geokémiái és paleontológiai vizsgálatok céljából (1. ábra). Az elemi összetétel részletes vizsgálatával választ kerestem arra a kérdésre is, hogy a tapasztalt elem-eloszlás milyen folyamatok következtében alakult ki, továbbá lehetséges-e az üledékek geokémiái alapú genetikai csoportosítása. A szelvényeket megvizsgálva az üledéktani jellemzők, az ásványi összetétel és a geokémiái tulajdonságok alapján paleoklimatikus trendek megállapítását is célul tűztam ki.

## Módszerek

A mintákat 25 centiméterenként, ill. a réteghatárokhöz igazodva vettem, a mennyiség egységesen 6–8 kg volt. 390 minta szemcseösszetételét a CASAGRANDE-féle (1934, 1947) aerométeres granulometriai módszerrel és szitálással vizsgáltam.



1. ábra. A vizsgált szelvények elhelyezkedése

Fig. 1 Location map of the examined profiles

határozását röntgendiffrakciós készülékkel végeztem SIEMENS 500-D típusú készüléken. 25 minta esetében az agyagfrakciót is vizsgáltam, majd a vizsgálati anyagot az agyagásvány-tartalom meghatározásához etilén-glikollal is kezeltem. A kalcit-dolomit arányt TENNANT & BERGER (1957) módszerével határoztam meg.

A szerves szén ( $C_{org}$ ) tartalmát a szervesetlen szén sósavval történt eltávolítása után LECO Carbon-Sulfur Determinátorral mértem meg. A főkomponenseket és a nyomelemeket általában nedves kémiai úton határoztam meg. Teflonbombában nagy nyomáson és hőmérsékleten  $HF-HClO_4-HNO_3$  keverékkel teljes feltárást végeztem, majd láng atomabszorpcióval (PERKIN ELMER 4100) határoztam meg az Al, Fe, (összes, mint  $Fe_2O_3$ ), Mn, Mg, Ca, Na, K, Li, Zn és Sr (a Na, K és Li emisszióval) tartalmát. A Cr, Ni, Rb, Pb, Co és Cu mennyiségét grafitsöves atomizálóval (CARL ZEISS Jena, AAS 5EA) mértem meg. A szilíciumot RFA-val mértem olvasztott mintákból, a titánt és a foszfort spektrofotometriás eljárással határoztam meg, a tiron-, ill. a molibdén-sárga-módszerekkel (HEINRICH & HERRMANN 1990). A báriumot ICP-AES-sel mértem. Az elemek közötti korrelációs kapcsolatokat az SPSS programcsomag segítségével állapítottam meg.

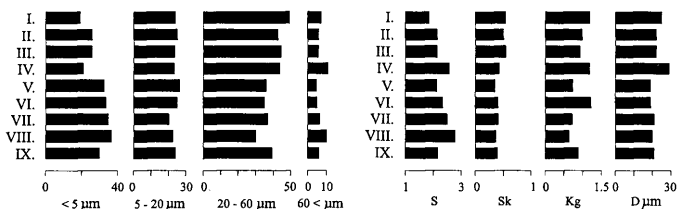
A szemcseeloszlás statisztikus paramétereit (közepes szemcseméret: Mz; szórás: S; ferdeség: Sk; csúcsság: Kg) FOLK & WARD (1957) képletei alapján a GYURICZA et al. (1985) által szerkesztett programcsomag segítségével számítottam ki. A szöveti paramétereket MOLNÁR & GEIGER (1995) alapján a rétegsorok tagolására használtam fel.

A minták karbonáttartalmát kalcimétrálással határoztam meg, amit 150 minta esetében röntgendiffrakciós és derivatográfiás mérésekkel is ellenőriztem. 150 mintát választottam ki rétegtanilag fontos vagy jellemző szintekből, melyek ásványos és elemi összetételét részletesen vizsgáltam. Ezekben az esetekben a minták  $71 \mu m$  alatti homogenizált szemcsetartományát elemeztem.

A termoanalitikai vizsgálatokat MOM-Q 1500 D Derivatograph típusú műszerrel végeztem, elsősorban az agyagásványok és a karbonátok meghatározására. Az ásványi összetétel további meg-

### Az üledékek szedimentológiai jellemzői

A legkisebb mértékben átalakult üledékeket a gyengén mállott löszök csoportjába soroltam. Ebben az üledéktípusban legmagasabb a durva aleurit (lössz) frakció aránya, átlagosan közel 50%, míg az agyagfrakció nem éri el a 20%-ot. A homokfrakció aránya nem haladja meg a 10%-ot. Az átlagos szemcseátmérő 25  $\mu\text{m}$  (2. ábra). Az osztályozottság általában gyengének bizonyult ugyan, mégis ebben az üledékben tapasztalhatók a legkisebb szórási értékek. Az igen nagy pozitív ferdeségű, közel normális – kissé csúcsos szemcseösszetételi görbék az üledítő közeg élénkebb energiaviszonyaira utalnak.



2. ábra. Az üledékek szemcseösszetétele és szemcseösszetételi statisztikus paraméterei. I = gyengén mállott löszök; II = mállott löszök; III = erősen mállott löszök; IV = humuszos szintek; V = „Mende Felső” talajszintek; VI = „Basaharc Dupla” talajszintek; VII = „Basaharc Alsó” talajszintek; VIII = „Mende Bázis” talajszintek; IX = Karbonátfelhalmozódási szintek

Fig. 2 Average grain size distribution and grain size parameters of the sediments. I = weakly weathered loess; II = weathered loess; III = strongly weathered loess; IV = humic horizon; V = “Mende Upper” palaeosol; VI = “Basaharc Double” palaeosol; VII = “Basaharc Lower” palaeosol; VIII = “Mende Basic” palaeosol; IX = carbonate accumulation horizons

A mállott löszök esetében az előző kategóriával összehasonlítva a finom aleurit frakció változatlan aránya mellett az agyagtartalom 30%-os növekedése tapasztalható. A löszfrakció aránya ezzel párhuzamosan csökken, az átlagos szemcseátmérő 22  $\mu\text{m}$ . Az üledék szórási értékei magasabbak, mint a gyengén mállott löszök esetében, a csúcsossági értékek közel normálisak. A közvetlenül paleotalajok felett, ill. dupla paleotalajok között jelentkező, elsősorban megjelenésükben és geokémiai jellemzőikben elkülönülő erősen mállott löszök szedimentológiai jelei megegyeznek a mállott löszök csoportjában tapasztalt értékekkel.

A két humuszos horizontban a finomhomok átlagos (5% körüli) aránya mellett az apróhomok frakció is hasonló súllyal szerepel. Az embrionális talajszintek ( $h_1$ ) alatt több vizsgált feltárásban homok, homokos löszréteg, ill. löszös homokréteg települ. A homokfrakció humuszos szintekben tapasztalt magasabb aránya alapján a korábbi periódus élénkebb energiaviszonyai ebben a szintben is éreztették hatásukat. Az üledék átlagos szemcseátmérője a löszös üledékek és paleotalajok között emiatt a legnagyobbnak bizonyult (29  $\mu\text{m}$ ), a szórási értékek magasak.



A mállás intenzitásának növekedésével a 20–60  $\mu\text{m}$  szemcsetartományba eső frakció arányának fokozatos csökkenése és az agyagfrakció arányának jelentős növekedése tapasztalható. A löszös üledékeknél meghatározó durva aleurit (lössz) frakció aránya a paleotalajokban minden esetben 40% alatt marad. A paleotalajok a szedimentológiai paramétereik alapján is elkülönülnek egymástól. A MF és BD (általában dupla) talajszintek adatai közel azonosak [5% (finom) homok, 37% durva aleurit, 25% finom aleurit, 33% agyag]. Az átlagos szemcseátmérő 20  $\mu\text{m}$  alatti. Az igen gyengén osztályozott üledékek pozitív ferdeségi értékei a nagyobb agyagtartalom miatt alacsonyabbak a löszök esetében tapasztaltnál, a szemcseösszetételi görbék közel normális csúcsossági értékeket mutatnak. A BD talajszintek esetében a szemcseösszetételi görbék kissé csúcsosak.

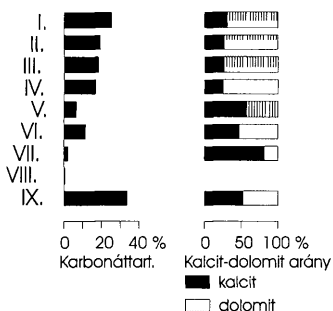
A legintenzívebb mállás és pedogenezis következtében kialakult BA és MB paleotalajokban mértem a legalacsonyabb durva aleurit mennyiséget, ezekben a mintákban a finom aleurit frakció aránya is csökkent. A homokfrakció részesezése kissé nagyobb, a MB talajszint esetében 10%-os. Az agyagfrakció aránya ezekben a szintekben a legmagasabb, a 40%-ot is elérheti. Az üledékek igen gyengén osztályozottak, a szemcseösszetételi görbék az agyagfrakció tekintélyes aránya miatt laposak.

A talajszintek alatt kialakult karbonátfelhalmozódásos horizontok a durva aleurit viszonylag kisebb mennyisége és az agyagfrakció magas aránya miatt szemcseösszetételükben a paleotalajokhoz állnak közelebb.

### Ásványos összetétel

A löszök és paleotalajok ásványi alkotói a kvarc (30–50%), a káli- és plagioklász földpátok (5–14%), csillámok (muszkovit, biotit), valamint változó mennyiségben karbonátok és agyagásványok, alárendelten nehézasványok. Az agyagfrakció röntgendiffrakciós és termoanalitikai vizsgálatával a minták többségében kimutatható volt az illit, klorit, montmorillonit (szmektit), és az illit-montmorillonit kevert szerkezet. Alárendelt mennyiségben jelentkező néhány mintában a hidrobiotit, vermikulit és kaolinit, valamint a montmorillonit-klorit és a kloritos kevert szerkezetek. A löszök agyagfrakciójára a magas, viszonylag kis ingadozást mutató illit- és klorittartalom, a paleotalajok agyagfrakciójára a löszökénél magasabb montmorillonit (szmektit) tartalom és a mállás előrehaladottabb fokára utaló kaolinit mennyiségének növekedése jellemző.

Kiugróan magas, átlagosan 25,1% a vizsgált löszminták karbonáttartalma (dolomit és kalcit). SZILÁRD (1983) és PÉCSI (1993) szerint a 22%-nál magasabb karbonáttartalmú minták már inkább a löszszerű képződményekhez sorolhatók (mészakkumulációs szintek), FÜCHTBAUER (1988) és HÄDRICH (1975) viszont a magasabb, 30–40% karbonáttartalmú üledékeket is a lösznek tekintik. A karbonáttartalom feltűnő sajátossága a dolomittartalom magas aránya (3. ábra). FÜCHTBAUER (1988) szerint a löszök karbonáttartalma túlnyomóan kalcitból áll, dolomit csak kivételes esetekben fordul elő. A világ különböző részeiről származó minták kalcit-dolomit aránya 2:1 illetve 3:1 (HÄDRICH 1975, PYE 1983, TAYLOR et al. 1983, SCHNETGER 1992). Az általam vizsgált löszminták esetében a dolomit



3. ábra. A löszök és paleotalajok átlagos karbonáttartalma és kalcit-dolomit arányai (HUM 2000 alapján)

Fig. 3 Average carbonate content and calcite-dolomite ratio of the sediments (after HUM 2000)

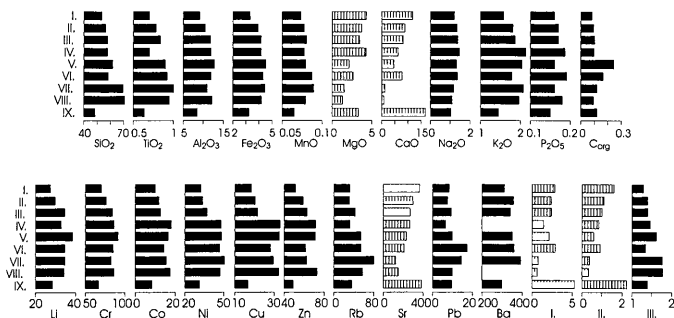
nya átlagosan 72–74%-os. A paleotalajokban a kilúgozódás miatt jelentős mértékben lecsökkent a karbonáttartalom. Az átlagos értékek 10% alattiak (MF<sub>1</sub> és MF<sub>2</sub>: 6,4%, BA: 2,0%, MB: 0,3%), egyedül a BD<sub>1</sub> és BD<sub>2</sub> talajszintekben tapasztaltam a karbonátok átlagosan magasabb – 11,6%-os – mennyiségét. A kalcit jelenléte (57–82%) a paleotalajokban meghaladja a dolomitét, a kalcit-dolomit arány tehát 2:1 és 4:1 közé esik. A paksi, mendei és basaharci löszszelvényekben előforduló paleotalajok vizsgálatai során hasonló eredményre jutottak GEREI & REMÉNYI (1995) is. A BD talajszintben kiegyenlítettebb, közel 1:1 a kalcit-dolomit arány, ez összefüggésben áll a talajszint magasabb karbonáttartalmával.

A paleotalajok alatt jelentkező karbonátakkumulációs szintek karbonáttartalma magas, 23–49% között változik, átlagosan 33,4%. Ezek a jellegzetes rétegek az eltemetett talajszintek fekéjében települő löszrétegek átalakulásával keletkeztek. A karbonátásványok jelentős mértékű migrációja megváltoztatta a lösz eredetileg alacsony kalcit–dolomit arányát. A gyakran 40% feletti karbonáttartalom kiegyenlített kalcit–dolomit aránya arra utal, hogy a paleotalajokból kimosódott karbonátok kalcit formájában csapódtak ki ezekben a szintekben.

### Kémiai összetétel

A főkomponensek közül a löszös üledékekben legnagyobb mennyiségben a SiO<sub>2</sub> van jelen (4. ábra). A kvarc, földpátok, csillámok (elsősorban biotit), illit, klorit, szmektit, kaolinit és nehézasványok formájában előforduló alkotó jelenléte átlagosan 50% feletti. Aránya a mállás során erőteljesen növekszik, a jól fejlett paleotalajokban akár a 75%-ot is elérheti. Ez részben a mállásnak ellenálló

mennyisége a karbonátfrakcióban 52–88%, átlagosan 68,7%, tehát a kalcit-dolomit arány értéke átlagosan 1:2. PÉCSI-DONÁTH (1985) és GEREI et al. (1985) szintén magas dolomittartalmat mutattak ki a dunántúli fiatal löszökben. A kalcit–dolomit aránya a felhalmozódott löszanyag származási területe és a hajdani öskörnyezeti különbségek függvényében régióként változhat. SÜMEGI (1996) ÉK-magyarországi alacsony karbonáttartalmú löszmintákban a kalcit erőteljes dominanciáját tapasztalta. A mállott löszök átlagos karbonáttartalma 19,2%, ezzel az értékkel párhuzamosíthatók az erősen mállott löszökben (18,2%) és a humuszos szintekben mért (17,1%) adatok. Mindhárom üledéktípusban a dolomit túlsúlya jellemzi a karbonátfrakciót, aránya



4. ábra. A lösz- és paleotalaj-típusok átlagos főkomponens (%) és nyomelem (ppm) tartalma (HUM 2000 alapján). Fekete színnel a mállás következtében növekvő mennyiségű, sraffozással a mállás következtében csökkenő alkotókat, ill. hányadosokat tüntettük fel. Az üledékeket a 2. ábrához hasonlóan római számokkal jelöltük. Az utolsó három oszlop: I. = CaO/MgO; II. = CaO+K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; III. = K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O

Fig. 4 Average distribution of major components (%) and trace elements (ppm) in the sediments. Average values of geochemical ratios (I = CaO/MgO; II = CaO+K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; III = K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O)

szilikátásványok (pl. kvarc, egyes nehézasványok) feldúsulásának következménye. Jelentősen növekszik a SiO<sub>2</sub> mennyisége az agyagásványok mállás során megnövekedő aránya miatt is. A mállás folyamán a kiinduló szilikátásványokból (biotit, a földpátok közül elsősorban a plagioklászok) agyagásványok keletkeznek, melyekben a SiO<sub>2</sub> aránya jóval magasabb (vermikulit, kaolinit, illit, montmorillonit). A mállottabb üledékekben ezért szorosan korrelál a káliummal, valamint néhány, főleg agyagásványokhoz kötődő nyomelemmel (Co, Cu és Zn). Az alkáli földfémekkel (Ca, Mg, Sr) negatív korrelációban áll. A mállás által legerősebben érintett BA és MB paleotalajokban a Ca mellett már a Na és K is negatívan korrelál a Si mennyiségével.

Az Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> általában 10% körüli mennyisége az egyes üledéktípusokban jelentősen különbözhet, a löszökben mért legkisebb 7%-tól a paleotalajokban tapasztalt 14%-os értékig. Az alkotót elsősorban földpátok, amfibolok, piroxének és agyagásványok (montmorillonit, illit, klorit, kaolinit) tartalmazzák. Oldódása és mobilitása a mállás folyamán általában alacsony, ezért a paleotalajok agyagfrakciójában jelentős mértékben feldúsulhat. A kicsapódó alumíniumszilikátok és Al-hidroxidok jelentős szerepet játszanak a kationadszorpcióban. Mivel a karbonátok kioldódása és a földpátok mállása miatt az alkáli földfémek (elsősorban a Ca, kisebb mértékben a Mg) és alkáli fémek (főleg a mobilisabb Na az erősen mállott talajszintekben) mennyisége csökken az üledékekben, a mállás intenzitásának fokozódásával a CaO+K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> arány erősen lecsökken. A CaO drasztikus csökkenése és az Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> növekedése miatt ez a hányados tükrözi a legmegbízhatóbban a löszökben és paleotalajokban lezajlott mállási folyamatokat. Az üledékekben a vas mellett általában a káliummal, a kevésbé

mállott löszökben a nátriummal is pozitívan korrelál. Negatív kapcsolatban áll a kalciummal és magnéziummal, ezen kívül a legjobban fejlett paleotalajokban a rubídiummal is.

Az 1% körüli értékű  $\text{TiO}_2$ -t legnagyobb arányban a nehézasvány-frakció ásványai tartalmazzák, elsősorban a rutil és az ilmenit. A Ti-oxidok és az ilmenit nagyon ellenállóak, a talajszintekben gyakorlatilag változatlan formában dúsulhatnak fel. A földpátok is tartalmazhatnak tizedszázalékos mennyiségben Ti-t, ez a titántartalom „átöröklődhet” a földpátmállás végtermékébe, a kaolinitbe is (TILLMANN & CORRENS 1972). Mennyisége ezért a mállottabb üledékekben, paleotalajokban nagyobb, mint a mállás által kevésbé érintett löszökben. Az elem a Ca, Mg és Sr elemekkel negatív, a Fe, Al, P és Mn mennyiségével pozitív korrelációban áll.

A mállás intenzitásának fokozódásával az üledékek összvas-mennyisége ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) is jelentős mértékben növekszik, mennyisége 2,5 és 5% között változik. A löszök FeO-tartalma ezen belül 1% alatti (BALOGH 1991, PÉCSI 1993, PÉCSI-DONÁTH 1985), a vasoxidációs index ( $\text{O}_{\text{Fe}}$ ) 4–10 közötti (SZÁDECZKY-KARDOSS 1955). A szilikátok vastartalma a mállási övben  $\text{O}_2$  hatására feloxidálódik. A mállás során a vas-alumínium ásványokból (pl. biotitból) általában agyagásványok (vermikulit, majd kaolinit, esetleg illit) keletkeznek (NESBITT et al. 1980). A nehézasvány-frakcióban előforduló magnetit jóval ellenállóbb, mint a vas-szilikát ásványok. A mállás során keletkezett Fe-oxidok általában mint stabil kolloidok, vagy agyagásványokhoz, ill. szerves anyaghoz kötötten jelennek meg (GHOSE et al. 1970). A löszökben és paleotalajokban leggyakoribb alakjuk a limonit, klorit és goethit. A vas a Ca, Mg és Sr mennyiségével negatív, a Si, Ti, Al, Na, K, Li, Cr, Co, Cu és Zn értékeivel pozitívan korrelál a vizsgált üledékekben.

A Mn koncentrációja a löszök és paleotalajok esetében általában 0,1% alatt marad. Hordozó ásványai közül a biotit és klorit tartalmazza viszonylag nagyobb mennyiségben (PEACOR & WEDEPOHL 1978), ezenkívül muszkovitban, földpátokban, és a nehézasvány-frakció ásványaiban (magnetit, ilmenit) is előfordulhat. A karbonátásványok rácsában is megtalálható, elsősorban a dolomitban, nagyságrenddel kisebb mértékben a kalcitban. A mállás során a  $\text{Mn}^{2+}$  általában feloxidálódik  $\text{Mn}^{4+}$ -ná, ezt a folyamatot felgyorsíthatja az adszorpció a vas-oxidokon és agyagásványokon. Mivel a  $\text{Mn}^{2+}$ -nal ellentétben a  $\text{Mn}^{4+}$  nehezen oldható (BOHN et al. 1985), a Mn általában a mállási övekben (paleotalajokban) halmozódik fel, csak kisebb hányad mobilizálódik  $\text{Mn}^{2+}$ -ként. A Mn általános formája ezért a talajokban  $\text{Mn}^{4+}$  (TAYLOR et al. 1964). Az erősen mállott BA és MB talajokban a Ti mellett a Mg és K is pozitívan korrelál az elemmel, ez a Mn agyagásványokhoz kötődésére utal.

Az alkáli földfémek elsősorban karbonátásványok formájában (dolomit, kalcit, nagy Mg-tartalmú kalcit) vannak jelen a löszös üledékekben, ezért mennyiségük erősen változó lehet. A vizsgált löszök magas, átlagosan 12%-os CaO tartalma a paleotalajokban a mállás és kioldódás mértékétől függően akár 1% alá is csökkenhet. A löszök alacsonyabb, 4% körüli MgO tartalma a mállás során jóval kisebb mértékben csökken, a leginkább kilúgozott paleotalajokban is meghaladja az 1%-ot. A kalcittal ellentétben a Mg számos szilikátásványban is viszonylag nagyobb arányban fordul elő (biotit, piroxének, amfibol), és a fejlettebb

talajszintekben feldúsuló agyagfrakció ásványai közül a kaolinit és a klorit fontos alkotórésze is egyben. A klorithoz kötődését adszorpciós folyamatok is elősegítik (BURNS et al. 1972). Ezzel magyarázható a Mg paleotalajokban tapasztalt viszonylag nagy koncentrációja. A CaO szintén jelen van a teljesen karbonátmentes talajokban, mint néhány, kis mennyiségben előforduló szilikát alkotórésze. Ezek elsősorban a plagioklászok, melyek többsége a pedogenezis során viszonylag gyorsan elmállik. A Ca a kationcsere-folyamatok során kevésbé kötődik az agyagásványok felületén (NESBITT et al. 1980), ezért jelentősége a paleotalajokban a Mg-hoz viszonyítva alárendelt. A CaO/MgO arány tehát a mállás előrehaladtával erősen csökken az üledékekben. A paleotalajok alatti karbonát-akkumulációs horizontokban tapasztaltuk a legkiugróbb (néha 20% feletti) CaO értékeket. A MgO mennyisége ezekben a szintekben sem haladta meg a löszökre jellemző átlagot. Az egymással többnyire pozitív kapcsolatban levő Ca, Mg és Sr a mállás során dúsuló komponensekkel (Si, Ti, Al, Fe, K, Na, nyomelemek) általában negatívan korrelálnak. A BA és MB talajokban már pozitív összefüggés mutatható ki a káliummal, nátriummal és részben a mangánnal is. Ezekben a horizontokban Ca és Mg elsősorban az agyagásványokhoz kötötten van jelen.

A nyomelemként előforduló Sr-ot a karbonátásványokon kívül káli- és plagioklász földpátok is viszonylag jelentős mennyiségben tartalmazhatják. A lösz-paleotalaj sorozatokban a mállás és kilúgozódás fokozódásával mennyisége átlagosan 60%-kal csökken, a löszökre jellemző 360 ppm körüli érték a paleotalajokban 120–150 ppm-re esik vissza (HUM 1997, 1998, 2000; HUM & FÉNYES 1995). A csökkenés a Ca vagy a Mg arányának erős visszaesésével összevetve viszonylag kisebb mértékű. A Sr a mállás során általában kevésbé mobilis, mint Ca. Ennek oka részben a Sr szorosabb kötődése az agyagásványokhoz, valamint az, hogy a Sr kevésbé hidratálódik, mint Ca (FISCHER et al. 1978). A löszökben a Ca és Mg mennyiségével pozitívan, az agyagásványokban és a mállásnak ellenálló alkotókban koncentrálnódó elemekkel (Si, Fe, Ti, Li, Rb, Cr, Co, Ni, Cu) negatívan korrelál. A jól fejlett paleotalajokban a nátriummal mutatható ki pozitív korreláció.

Az alkáliák közül a  $\text{Na}_2\text{O}$  és  $\text{K}_2\text{O}$  mennyisége általában 1–2% körüli. A Na-tartalom elsősorban a földpátokban (plagioklászok) és az agyagásványokban (montmorillonit) koncentrálnódik. Az üledékek K-tartalma a kálicsillámpátokban, csillámokban (biotit, muszkovit) és agyagásványokban (illit) összpontosul. A Na erősen oldható, a mállás során sokkal mobilisabb, mint a K (Cocco et al. 1970), ezért a K/Na arány a talajképződés folyamán általában emelkedik. A Na mennyisége a mállott löszökben kissé magasabb, mint a gyengén mállottakban, a paleotalajokban viszont már csökken. Ez a folyamat legerősebben az intenzíven mállott BA és MB paleotalajoknál érvényesül.

A mállékonyabb plagioklászokból kaolinit keletkezik, a biotit vermikulitá alakul, a vermikulit kaolinitá és illitá válik a mállás következtében (NESBITT et al. 1980). Az ellenállóbb kálicsillámpátok csak a pedogenezis előrehaladottabb szakaszában mállanak. Az intenzívebben mállott üledékekben a kationcsere miatt a nagy kationok (K, Rb, Ba) feldúsulhatnak az agyagfrakció dominanciájával jellemezhető szintekben. A kálium minden vizsgált üledéktípusban pozitív kapcsolatban áll a vassal, ezenkívül általában a szilícium és foszfor

mennyiségével korrelál. A löszökben szoros kapcsolat mutatható ki a lítiummal is. A Ca, Mg és Sr elemekkel való negatív korrelációja a BA és MB talajokban megszűnik. Ezekben a szintekben pozitív kapcsolat mutatható ki a K és a Ti, Fe, Mn, Mg, Na között. A Na általában a mállás során dúsuló komponensekkel (Al, Fe, K, P) és nyomelemekkel (Co, Ni, Zn) korrelál pozitívan. A löszökben negatív korreláció fűzi a kalciumhoz.

A Rb a K-ionnal való hasonlatossága miatt önálló ásványokat nem alkot, mindig a káliummal együtt fordul elő. Ebből következően a legfontosabb Rb-hordozó ásványok a csillámok (elsősorban a biotit, kisebb mértékben a muszkovit) és a K-földpátok. A löszökben a káliummal erősen pozitívan korrelál. A biotit mállásakor kialakuló vermikulit nagy ioncsere-felülettel rendelkező kapacitása miatt a Rb rögzül annak felületén. A mállás előrehaladtával az ioncsere-folyamatok miatt a Rb általában agyagásványokhoz kötődik, de nagyon intenzív mállás esetén ki is mosódhat (NESBITT et al. 1980, KRONBERG et al. 1979). A löszökre jellemző 30 ppm-es érték a mállottabb üledékekben fokozatosan növekedve a BA talajszintben 80 ppm-es átlagig emelkedik. A MB talajszintben átlagos mennyisége 50 ppm-re esik vissza. A Rb viszonylag kis koncentrációját ebben a paleotalajban az intenzív mállás okozta kioldódás magyarázza. Ez is azt igazolja, hogy a MB talajszint a legerősebb pedogenezis eredményeként kialakult horizont a vizsgált üledékek között. A Rb általában a mállás során dúsuló elemekkel (Al, Fe, K, Na,  $C_{org}$ , nyomelemek) korrelál pozitívan, a magnéziumhoz és stronciumhoz negatív kapcsolat fűzi. A BA és MB talajokban az Al, P, Sr elemekkel már negatív korrelációban áll, ez is a Rb-tartalom kioldódására utal.

A Li elsősorban biotitban, kloritban és turmalinban (COCO et al. 1972) fordul elő, de a plagioklász- és kálicföldpátokban is megjelenhet nyomokban. A mállás és pedogenezis során az elsődleges ásványokból  $Li^+$ -ként oldódik ki. A löszös üledékekben elsősorban agyagásványokhoz kötötten található, mennyisége 21 és 39 ppm közötti. A paleotalajokban mért Li-értékek meghaladják a löszök Li-tartalmát. A Li a vassal, alumíniummal, káliummal, a rubídiummal és nikkellel korrelál szorosan. Negatív összefüggés tapasztalható az elem és a Mg, Ca, Sr előfordulása között.

A löszös üledékek átlagos  $P_2O_5$  tartalma 0,1–0,2% között változik. A löszökben és paleotalajokban a P-t főleg a biotit, muszkovit, nyomokban kálicföldpátok és plagioklászok tartalmazzák. A törmelékes üledékekben elsősorban a finom frakcióban fordul elő (CORRENS 1969, MÜLLER & TIETZ 1966). A talajok felszínközeli szintjéből a beszívargó esővíz miatt általában kioldódik, a gyökérzónában viszont megkötődik és feldúsul (KORITNIG 1965). Az oldott P-tartalom a mállás során kialakuló agyagásványok felületén adszorbeálódhat. Az adszorpció bonyolult folyamatát a jelenlévő vas-, alumínium- és mangán-hidroxidok, ezenkívül a pH és humusztartalom befolyásolhatják. Alacsonyabb pH-n a kaolinit erősebben, a montmorillonit kevésbé adszorbeálja (SCHEFER & SCHACHTSCHABEL 1970). A löszökben és paleotalajokban mennyisége a mállás fokának előrehaladtával növekszik. A korrelációs együtthatók alapján a P általában a mállás során dúsuló komponensekkel (Al, Fe, Ti, K, Li, nyomelemek) fordul elő.

A szervesanyag mennyisége általában 0,1% körüli a löszökben, a paleotalajokban 0,3%-ig emelkedhet. Mennyisége a paleotalajok közül a fiatalabb

MF és BD szintekben viszonylag nagyobb, a BA és MB talajokban kisebb. A szervesanyag-tartalom a vizsgált üledékekben a Cu, Ni, Rb és Pb nyomelemekkel áll pozitív korrelációban.

A löszök és paleotalajok Cr-tartalma átlagosan 70 és 90 ppm között változik, a jól fejlett eltemetett talajszintekben tapasztalhatók a legmagasabb értékek. A Cr az üledékek ásványai közül általában a magnetitben és az ilmenitben fordul elő. Az ellenálló nehézasványok mennyisége a mállási végtermékekben megnövekedhet. A  $\text{Cr}^{3+}$  a hasonló kémiai tulajdonságok és ionméret miatt a mállási folyamatok során a  $\text{Fe}^{3+}$ -hoz hasonlóan viselkedik, végül az agyagokban koncentrálódik (MATZAT & SHIRAKI 1978). A Cr emiatt pozitívan korrelál a hordozó magnetitben, ilmenitben és az agyagásványokban dúsuló elemekkel (Ti, Al, Fe, K, P, Ni, Pb, Rb).

A löszök 10 ppm körüli Co tartalma a paleotalajokban akár kétszeresére is nőhet. A Co az üledékekben általában biotitban, magnetitben és ilmenitben fordul elő. Könnyen oldódik, talajokban az eloszlását a vas és mangán-oxidok kontrollálják. Az ion adszorbeálódhat az agyagásványok felületén. Pozitív korrelációt találtam a Co és a Si, Al, Fe, Na, K, Cr, Cu és Zn között, míg a kalciummal negatív az összefüggés.

A Ni-tartalom a löszökben átlagosan 30 ppm körüli, a paleotalajokban 50 ppm-re emelkedhet. Az általában szulfidásványokban dúsuló Ni könnyen mobilizálódik a mállás során. Vas- és mangán-oxidokkal képezhet csapadékot, reziduális szilikátásványokat, így eloszlását ezek az elemek kontrollálják. Az üledékek agyagfrakciójában koncentrálódik. Pozitívan korrelál a Ti, Al, Fe, Li, Cr és Pb tartalommal, míg a magnézium és a stroncium általában negatív kapcsolatban áll a nikkellel.

A löszök Cu tartalma 18–20 ppm körüli, ez az érték a paleotalajokban átlagosan 33 ppm. A Cu az üledékekben általában olivin, piroxén, amfibol, gránát, plagioklászok, valamint biotit, klorit és kaolinit ásványokban lehet jelen. Elsősorban ezekből az alkotókból mehet oldatba a mállás során. Az elem agyagásványokon (elsősorban montmorilloniton és illiten, alárendelten kaoliniton), vas-oxidokon és szerves anyagon adszorbeálódva magas koncentrációkat érhet el, ily módon a paleotalajokban dúsul. Emiatt a szilíciumhoz és vashoz köti erős pozitív korreláció, ezenkívül a káliummal, szervesanyag-tartalommal és nyomelemekkel (Li és Co) mutatható ki pozitív kapcsolat.

A Zn mennyisége szintén nő az erősebben mállott üledékekben. A löszökben 51 ppm, a MB talajszintben 71 ppm az átlagos érték. Az üledékek Zn-tartalmát a plagioklászok, a biotit, a klorit, a montmorillonit, a kaolinit, valamint a nehézasvány-frakció számos képviselője (magnetit, olivin, staurolit, gránát, piroxén, amfibol) rejthetik. Legjobb Zn hordozók a magnetit és a klorit (BREHLER & WEDEPOHL 1972). Az ásványok mállásakor oldatba megy, ezt a folyamatot az adszorpció kontrollálja. A természetes vizekben nehezen oldódó cink mobilitása alacsony, a  $\text{Zn}^{2+}$  könnyen adszorbeálódik az agyagásványokon (főleg illiten, alárendelten kaoliniton), vasoxidokon és szerves alkotókon is. Paleotalajokban mért koncentrációja ezért magasabb, mint a viszonylag kevésbé mállott anyakőzetben. A kalciummal erősen negatívan, az agyagásványok alkotóival (Si, Al, Fe, K) és a kobalttal szinte minden vizsgált üledéktípusban pozitívan korrelál.

Az üledékek Ba-tartalma a mállás fokozódásával nő, löszökre jellemző 300 ppm körüli értéke a BA talajban megközelíti a 400 ppm-es mennyiséget. A Ba önálló ásványokat nem alkot, általában szilikát-szerkezetekben, főleg földpátokban (K-földpát és plagioklászok) és csillámokban (biotit, muszkovit) fordul elő. Két nagyságrenddel kevesebb Ba-t tartalmazhatnak a nehézasványok (amfibol, piroxén, apatit, turmalin), nyomokban a kalcitban is előfordulhat. A biotit-hidrobiotit-vermikulit sor és a többi ásvány mállása folyamán kioldódó Ba-tartalom az agyagfrakcióban dúsul elsősorban. Adszorpciója történhet agyagásványokon (montmorillonit, illit, kaolinit), mangán- és vas-hidroxidokon, valamint szerves anyagokon is.

### A geokémiai adatok öskörnyezeti értelmezése

A löszök és paleotalajok geokémiai paraméterei tükrözik az üledékek kialakulásakor fennállott öskörnyezeti (elsősorban klimatikus) viszonyokat (LIU et al. 1995, WEN et al. 1985, 1995). A lepusztulási terület (a poranyag származási helye) és az alapkőzet minősége, valamint az összeteket ért utólagos folyamatok (gyenge diagenézis, talajvíz, ill. beszivárgó csapadék hatása) figyelembevételével a rétegsorok ilyen irányú vizsgálatai lehetővé teszik a különböző mértékű málláson, ill. talajképződésen átment üledékek (lössz- és paleotalaj típusok) csoportosítását és ez alapján a hajdani paleoklimatikus változások rekonstrukcióját (LIU et al. 1995; WEN et al. 1985, 1995; HUM 1997, 1998, 2000).

Az enyhébb, csapadékosabb periódusokban jellemző mállás és pedogenezis következtében kioldódnak az üledékekből a karbonátásványok, emiatt csökken a szintek CaO, MgO és Sr tartalma. A kvarc mennyisége megnő, megindul a szilikátásványok (a mállás első szakaszában a biotit és a plagioklász földpátok, később a kálföldpátok) mállása és a löszökben eleve meglévő agyagásványok átalakulása. E folyamatok következtében a Fe, Mn, Ti és Al kicsapódnak a kialakuló talajszintekben, alumíniumszilikátok, agyagásványok, Al- és Fe(III) hidroxidok keletkeznek, melyek kationokat adszorbeálnak. Emiatt a mállott üledékekben nő a SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> és Li, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Rb, Pb, Ba-tartalom. A mállás intenzitásának fokozódásával csökkennek a CaO/MgO és CaO + K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> arányok és nő a K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O arány (4. ábra). Néhány elem a mállás intenzitásának függvényében eltérően viselkedhet a különböző üledékekben. A Na és Rb tartalom a mállás kezdeti szakaszában nő, a legerősebb pedogenezis eredményként kialakult paleotalajokban a kioldódás miatt mennyiségük már csökken. A geokémiai jelleg alapján genetikai csoportok állíthatók fel.

A lehűlési maximumokban, stadiálisokban az eolikusan szállított és a légkörből kiülepedő poranyag a száraz, hideg, nyílt vegetációval borított sztyeppterületen lösszé (gyengén mállott lösszé) diagenizálódott. A csapadékosabb, és/vagy viszonylag enyhébb periódusokban megindult a felhalmozódó üledékanyag mállása, mállott löszök keletkeztek. Ha a klíma egy interstadiális vagy interglaciális szakaszban a korábbiakhoz képest kifejezetten felmelegedett és a csapadék mennyisége is erősen megnőtt, elkezdődött a területen a növénytakaró



zártabbá válása és a talajképződés. Attól függően, hogy interglaciális, interstadiális, vagy még rövidebb ideig tartó (mikrointerstadiális) periódusban történt, a talajképződés intenzitása is eltérő mértékű volt. Rövid ideig tartó felmelegedési szakaszokban a kialakuló réteg nem jutott túl egy kezdetleges talaj fejlettségi szintjén, humuszos horizont keletkezett. Ezek a szintek genetikájuk és anyagi tulajdonságaik alapján is átmeneti jellegűek a löszök és a szűkebb értelemben vett paleotalajok között. Geokémiai jellemzőik alapján azonosak az „erősen mállott lösz” néven elkülönített csoporttal (HUM 1997). A klíma enyhébbé és – főleg – nedvesebbé válása jól fejlett paleotalaj-szintek kialakulásához vezetett, melyek szintén tükrözik az adott periódusban végbement pedogenezis erősségét. A Mende Felső és Basaharc Dupla talajkomplexumokat enyhe, csapadékos paleoklimatikus viszonyok között már erős mállás alakította ki. A kettős talajszintek alsó és felső szakaszai között a geokémiai jelleg alapján általában nem tapasztalható jelentős különbség. Eredményeim szerint a BD talajkomplexum alakult ki gyengébb mállás és pedogenezis következtében, ez alapján feltételezhető, hogy a MF talajszintek melegebb, csapadékosabb periódusban keletkeztek. Intenzívebb pedogenezis és mállás hatására jöttek létre a Basaharc Alsó és Mende Bázis talajhorizontok, melyek közül az utóbbi a legerősebb mállást szenvedett üledéktípus a „fiatal lösz” sorozat bázisán. A klíma ezek esetében melegebb és csapadékosabb volt, mint azok a klímaperiódusok, melyekben a MF és BD talajkomplexumok szintjei kialakultak. A lösz-paleotalaj sorozatok geokémiai vizsgálata lehetővé teszi a paleoklíma fejlődési trendjeinek megállapítását.

A Mende Bázis alatti löszköteg geokémiai jellemzői alapján a mállott löszök csoportjába tartozik. A vizsgált üledékek közül a jellegzetes, erős talajképződésen átesett MB talajkomplexum kialakulása hosszan tartó, meleg, csapadékos periódusban történt. A horizont felett mállott löszréteg települ, mely továbbra is viszonylag enyhe, csapadékos szakaszban keletkezett. Ezt számos rétegsorban a löszképződés számára ideális hideg-száraz klímán keletkezett gyengén mállott lösz követi. A gyengén mállott löszrétegre mállott löszréteg települ a feltárásokban, kialakulása a klíma fokozatos enyhülésére és csapadékosá válására utal. Ebből a szakaszból alakul ki a Basaharc Alsó talajszint keletkezéséhez vezető meleg, csapadékos klímaperiódus. A geokémiai vizsgálatok alapján a jól fejlett talajszint erőteljes mállása elmarad a MB talajkomplexum kialakulását okozó pedogenezis mértékétől. Feltételezhető, hogy a BA által képviselt rövidebb interszakasz kevésbé volt meleg és csapadékos, mint a MB talajkomplexum esetében. A talajképződést követő lassú lehűlési periódus eredménye a talajszint felett települő mállott löszréteg. A klíma fokozatosan hűvössé válásának következtében alakult ki a két talajhorizont (BA, MB) közti gyengén mállott löszköteg. Az ezt követő enyhülési szakaszban már mállott löszréteg alakult ki, ez vezet át a BD talajszintek keletkezésének szakaszába. A BD<sub>2</sub> és BD<sub>1</sub> talajszintek geokémiai jellemzőik alapján megközelítőleg azonos fokú mállás következtében alakultak ki. A kettős paleotalaj-komplexum szintjei tükrözik a négy vizsgált paleotalajhorizont (MB, BA, BD, MF) közül a leggyengébb pedogenezist. Feltételezhető, hogy a rövidebb interszakaszokban, melyekben kialakultak, kevésbé volt meleg és csapadékos a klíma. A BD<sub>2</sub> és BD<sub>1</sub> talajszintek között mállott löszréteg települ,

mely arra utal, hogy a két talajt kialakító enyhe, csapadékos klímaperiódusok közötti lehűlési szakasz nem volt erős. A talajkomplexum felett ismét mállott lösz települ, ami a talajképződés utáni fokozatos lehűlés időszakának terméke. Ezután a klíma hideg-száraz lett, ami gyengén mállott löszösszlet kialakulását eredményezte. Az ezt követő enyhe-csapadékos klímaszakaszban keletkezett a MF talajkomplexum két talajsintje. A szelvények vizsgálata alapján a felső MF<sub>1</sub> paleotalaj intenzívebb mállást bizonyít, mint az alsó MF<sub>2</sub> talajsint. A MF<sub>1</sub> talajsint felett is erősen mállott löszréteg települ, ami a talajképződés időszakánál hűvösebb, de még enyhe klímaperiódusban keletkezett. Ezt követően a klíma ismét hideg és száraz lett, ez gyengén mállott löszök kialakulását eredményezte. Az utolsó hideg-száraz időszakot két alkalommal szakította meg enyhébb klímaszakasz, melyekben a humuszos szintek alakultak ki. A h<sub>1</sub> szint feletti löszréteg a Mohács környéki feltárásokban részben a mállott löszök közé tartozik. Az üledékek geokémiai jellege alapján felállított paleoklimatikus trendek jól egyeznek a Mollusca-fauna paleoökológiai vizsgálata és a malakohőmérő (SÜMEGI 1989, 1996) segítségével megállapított őshőmérsékleti görbével (HUM 2000, 2001).

### Köszönetnyilvánítás

Köszönetemet fejezem ki German MÜLLERnek, aki lehetővé tette, hogy a Heidelbergi Karls-Ruprecht Egyetem Környezetgeokémiai Intézetében elvégezhessem a műszeres vizsgálatokat. A külföldi tartózkodás költségeit a Magyar Ösztöndíj Bizottság biztosította. A cikk az F 035139 sz. OTKA pályázat és a Bolyai János Kutatói Ösztöndíj támogatásával készült.

### Irodalom – References

- BALOGH, K. 1991: Szedimentológia II. – Akadémiai K., Bp., 158–180.
- BOHN, H., MCNEAL, B. & O'CONNOR, G. A. 1985: Talajkémia. – Mezőgazdasági K., Bp., 363 p.
- BREHLER, B. & WEDEPOHL, K. H. 1972: Zinc. – In: WEDEPOHL, K. H. (Ed.): *Handbook of Geochemistry*. Springer, Berlin, Heidelberg, New York.
- BRUNACKER, K. 1974: Löss und Paläoböden der letzten Kaltzeit im Mediterranen Raum. – *Eiszeitalter und Gegenwart* 25, 62–95.
- BURNS, R. G., BURNS, V. M., USDOWSKY, H. E. & MUELLER, R. F. 1972: Magnesium. – In: WEDEPOHL, K. H. (Ed.): *Handbook of Geochemistry*. Springer, Berlin, Heidelberg, New York.
- CASAGRANDE, A. 1934: Die Aräometer-Methode zur Bestimmung der Kornverteilung von Böden und anderer Materialien. – Berlin.
- CASAGRANDE, A. 1947: Classification and Identification of Soils. – *Proceeding of American Society of Civ. Engineers*. 78, 783–810.
- COCCO, G., FANFANI, L., ZANAZZI, P., STEINNES, E., HEIER, K. S. & BILLINGS, G. K. 1970, 1972: Sodium. Litium. – In: WEDEPOHL, K. H. (Ed.): *Handbook of Geochemistry*. Springer, Berlin, Heidelberg, New York.
- CORRENS, C. W. 1969: Über die Herkunft der Elemente in Sedimentgesteinen. – *Geologische Rundschau* 58, 365–378.
- FISCHER, K., PETERMAN, Z. E., MASON, B. H., STUEBER, A. M., FAURE, G., WEDEPOHL, K. H., GIESKES, J. M., VEIZER, J. & SIGHINOLFI, G. P. 1978: Strontium. – In: WEDEPOHL, K. H. (Ed.): *Handbook of Geochemistry*. Springer, Berlin, Heidelberg, New York.
- FOLK, R. L. & WARD, W. C. 1957: Brazos River bar: Study in the significance of grain size parameters. – *Journal of Sedimentary Petrology* 27, 3–27.

- FÜCHTBAUER, H. (Ed.): 1988: Sedimente und Sedimentgesteine. – Schweitzerbart, Stuttgart, 228–231.
- GEREL, L., PÉCSI-DONÁTH, É., REMÉNYI, M., SCHWEITZER, F. & SEBÉNYI, E. 1985: Mineralogical observations on the Paks-Dunakömlőd loess plateau (profiles sampled in 1978, 1979). – In: PÉCSI, M. (Ed.): *Loess and the Quaternary*. Chinese and Hungarian case studies, Akadémiai K., Bp. 83–91.
- GEREL, L. & REMÉNYI, M. 1995: Determination of the mineral composition of similar types of paleosols intercalated in loess sequences. – *Geojournal* 36, 2/3, 189–191.
- GHOSE, S., MUELLER, B. C. & BERNER, R. 1970: Iron. – In: WEDEPOHL, K. H. (Ed.): *Handbook of Geochemistry*. Springer, Berlin, Heidelberg, New York.
- GONG, Z., CHEN, H., WANG, Z., CAI, F. & LUO, G. 1987: The epigenetic geochemical types of loess in China. – In: LIU, T. (Ed.): *Aspects of loess research*. China Ocean Press, Beijing, 328–340.
- GYURICZA Gy., PÁSZTORI Z. & VID Ó. 1985: Jelentés az 1985-ben végzett módszertani munkáról. – MÁFI Adattár. (Kézirat).
- HAHN, Gy. 1985: Problems of the granulometry of loess. – In: PÉCSI, M. (Ed.): *Loess and the Quaternary*. Chinese and Hungarian case studies, Akadémiai K., Bp. 105–111.
- HÄDRICH, F. 1975: Zur Methodik der Lössdifferenzierung auf der Grundlage der Carbonatverteilung. – *Eiszeitalter und Gegenwart* 26, Schweitzerbart, Stuttgart, 95–117.
- HEINRICHS, H. & HERRMANN, A. G. 1990: Praktikum der analytischen Geochemie. – Springer, Berlin, 669 p.
- HUM, L. 1997: Paleoenvironmental changes and geochemistry of loesses and paleosols in SE-Transdanubia, Hungary. – *Z. Geomorph. N. F. Suppl.-Bd.* 110, Berlin-Stuttgart, 69–83.
- HUM, L. 1998: Geochemical investigations of the Dunaszekcső loess-paleosol sequence. – *Acta Min. Petr. Szeged.* 39, 139–150.
- HUM, L. 2000: Cyclic climatic records in loess-paleosol sequences in the south-eastern Transdanubia (Hungary) on the base of sedimentological, geochemical and malacological investigations. – In: *Berichte der Deutschen Ton- und Tonmineralgruppe e. V.*, Zürich, 124–135.
- HUM, L. 2001: Délkelet-dunántúli lösz-paleotalaj sorozatok keletkezésének rekonstrukciója őslénytani vizsgálatok alapján. – *Földtani Közöny*, 131/1–2, 233–251.
- HUM, L. & FÉNYES, J. 1995: The geochemical characteristics of loesses and paleosols in the South-Eastern Transdanube (Hungary). – *Acta Min. Petr. Szeged*, 36, 89–100.
- KISS, É. 1995: Granulometric investigations of loess profiles in Hungary. – *Geojournal* 36/2–3, 151–156.
- KORTNIG, S. 1965: Geochemistry of phosphorus-I. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* 29, 361–373.
- KRIVÁN, P. 1955: A közép-európai pleisztocén éghajlati tagolódása és a paksi alapszelvény. – *MÁFI Évk.* 43/3, 363–440.
- KRONBERG, B. I., FYFE, W. S., LEONARDOS, O. H. & SANTOS, A. M. 1979: The chemistry of some Brazilian soils: element mobility during intense weathering. – *Chemical Geology* 24, 211–229.
- LATRIDOU, J. P., SOMME, J. & JAMAGNE, M. 1984: Sedimentological, mineralogical and geochemical characteristics of the loess of North-West France. – In: PÉCSI, M. (Ed.): *Lithology and stratigraphy of loess and paleosols*. Geogr. Research Institute, Budapest, 121–132.
- LIU, T. & CHANG, T. 1964: The „Huangtu” (loess) of China. – Report 6th INQUA Congr., Warsaw, 1961. 4., Symposium of Loess., Łódź, 503–524.
- LIU, T., WEN, Q. & ZHANG, Y. 1995: Discussion on paleoenvironment information by spectrum-geochemistry of loess in Weinan profile in the South Shanxi province. – *Scientia Geologica Sinica, Supplementary Issue* 1, China, 63–71.
- MATZAT, E. & SHIRAKI, K. 1978: Chromium. – In: WEDEPOHL, K. H. (Ed.): *Handbook of Geochemistry*. Springer, Berlin, Heidelberg, New York.
- MOLNÁR, B. & GEIGER, J. 1995: Possibility for Subdividing Apparently Homogeneous Depositional Sequences by a Combined Use of Sedimentological, Paleontological and Mathematical Methods. – *Geojournal* 36/2–3, 169–179.
- MÜLLER, G. & TIETZ, G. 1966: Der Phosphor-Gehalt der Bodensee-Sedimente, seine Beziehung zur Herkunft des Sediment-Materials sowie zum Wasserkörper des Bodensees. – *Neues Jahrb. Mineral. Abhandl.* 105, 41–54.
- NESBITT, H. W., MARKOVICS, G. & PRICE, R. C. 1980: Chemical processes affecting alkalis and alkaline earths during continental weathering. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* 44, 1659–1666.
- PEACOR, D. R. & WEDEPOHL, K. H. 1978: Manganese. – In: WEDEPOHL, K.H. (Ed.): *Handbook of Geochemistry*. Springer, Berlin, Heidelberg, New York.

- PETROV, A. G., KRIGER, N. I., GOUNESHIAN, O. G., KOZHEVNIKOV, A. D., MIRONUK, S. G. & ZIMINA G. A. 1984: Geochemical loess history. – In : PÉCSI, M. (Ed.): *Lithology and stratigraphy of loess and paleosols*. Geogr. Research Institute, Budapest, 133–138.
- PÉCSI M. 1975: A magyarországi löszszelvények litosztratifráiai tagolása. – *Földrajzi Közlemények* 23/3–4, 217–230.
- PÉCSI, M. 1985: Chronostratigraphy of Hungarian loesses and the underlying subaerial formation. – In: PÉCSI, M. (Ed.): *Loess and the Quaternary*. Akadémiai K., Bp., 33–49.
- PÉCSI, M. 1993: Negyedkor és löszkutatás. – Akadémiai K., Bp., 375 p.
- PÉCSI, M. & SCHWEITZER, F. (Eds) 1995: Concept of loess, loess-paleosol stratigraphy. – *Loess inForm* 3, FKI, Bp., 94 p.
- PÉCSI-DONÁTH, É. 1985: On the mineralogical and petrographical properties of the younger loess in Hungary. – In: PÉCSI, M. (Ed.): *Loess and the Quaternary*. Chinese and Hungarian case studies. Akadémiai K., Bp., 93–104.
- PÉCSI-DONÁTH, É. 1987: Mineralogical and granulomeric analysis of the „old loess sequences” of Hungary. – In: PÉCSI, M. & FRENCH, H. M. (Eds): *Loess and periglacial phenomena*. Akadémiai K., Bp., 43–50.
- PYE, K. 1983: Grain surface textures and carbonate content of late pleistocene loess from West Germany and Poland. – *Journal of Sedimentary Petrology* 53/3, 973–980.
- RÓNAI A., BARTHA F. & KROLOPP E. 1965: A kulcsi löszfeltárás szelvénye. – *MÁFI Évi Jelentése 1963-ról*, 167–184.
- SCHEFER, F. & SCHACHTSCHABEL, P. 1970: Lehrbuch des Bodenkunde. – Enke, Stuttgart, 448 p.
- SCHNETZER, B. 1992: Chemical composition of loess from a local and worldwide view. – *N. Jb. Miner. Mh.* 1, 29–47.
- SCHÖNALS, E. 1955: Kennzahlen für den Feinheitsgrades des Lösses. – *Eiszeitalter und Gegenwart* 6, 133–147.
- SIEBERTZ, H. 1982: Die Bedeutung des Feinheitsgrades der äolischen Decksedimente in Nordwestdeutschland zur nördlichen Lössgrenze. – *Eiszeitalter und Gegenwart* 38, 106–114.
- SMALLEY, I. J. 1966: The properties of glacial loess and the formation of loess deposits. – *Journal of Sedimentary Petrology* 36, 669–676.
- SMALLEY, I. J. & VITA-FINZI, C. 1968: The formation of fine particles in sandy deserts and the nature of „desert” loess. – *Journal of Sedimentary Petrology* 38, 766–774.
- SÜMEGI P. 1989: A Hajdúság felső-pleisztocén fejlődéstörténete finomrétegtani (öslénytani, szedimentológiai, geokémiai) vizsgálatok alapján. – Egyetemi doktori értekezés, Debrecen, 96 p.
- SÜMEGI P. 1996: Az ÉK-magyarországi löszterületek összehasonlító öskörnyezeti rekonstrukciója és rétegtani értékelése. – Kandidátusi értekezés, Debrecen, 99 p.
- SWINEFORD, A. & FRYE, J. C. 1955: Petrographic comparison of some loess samples from Western Europe with Kansas loess. – *Journal of Sedimentary Petrology* 25/1, 3–23.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1955: Geokémia. – Akadémiai K., Bp., 680 p.
- SZILÁRD J. 1983: Dunántúli és Duna-Tisza közli löszfeltárások új szempontú litológiai értékelése és tipizálása. – *Földrajzi Értesítő* 32/1, 109–166.
- SZILÁRD, J. 1985: A new lithological evaluation and typology of loess exposures in Transdanubia and on the Danube-Tisza interfluvium. – In: PÉCSI, M. (Ed.): *Loess and the Quaternary*. Chinese and Hungarian case studies. Akadémiai K., Bp., 111–119.
- SZÖÖR, Gy., SÜMEGI, P. & BALÁZS, É. 1991: Sedimentological and geochemical analysis of upper Pleistocene paleosols of the Hajdúság Region, NE Hungary. – In: PÉCSI, M. & SCHWEITZER, F. (Eds): *Quaternary environment in Hungary*. *Studies in Geography in Hungary* 26, Akadémiai K., Bp., 47–59.
- TAYLOR, S. R., McLENNAN, S. M. & McCULLOCH, M. T. 1983: Geochemistry of loess, continental crustal composition and crustal model ages. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* 47, 1897–1905.
- TENNANT, C. B. & BERGER, R. W. 1957: X-ray determination of dolomite-calcite ratio of a carbonate rock. – *American Mineralogist* 52, 23–29.
- TILLMANN, E. & CORRENS, C.W. 1972: Titanium. – In: WEDEPOHL, K. H. (Ed.): *Handbook of geochemistry*. Springer, Berlin, Heidelberg, New York.
- WEN, Q., DIAO, G. & FUQING, S. 1985: Geochemical characteristics of loess in Luochuan section, Shaanxi province. – In: PÉCSI, M. (Ed.): *Loess and the Quaternary*. Chinese and Hungarian case studies. Akadémiai K., Bp., 65–77.
- WEN, Q., DIAO, G., JIA, R. & ZHOU, H. 1995: Geochemical indicators of paleoclimatic changes in loess section. – *Scientia Geologica Sinica, Supplementary Issue* 1, 43–51.

# Posztpannoniai képződmények rétegtani korrelációja a Mórágyi-rög térségében

## *Lithostratigraphic correlation of post-Pannonian deposits in the Mórág Hill area*

KOLOSZÁR László<sup>1</sup> – MARSIS István<sup>1</sup>

(5 ábra, 1 táblázat)

*Tárgyszavak:* litosztratigráfia, negyedidőszak, szárazföldi tarka agyag, vörös agyag, lösz, paleotalaj, Délkelet-Dunántúl

*Keywords:* lithostratigraphy, Quaternary, residual clays, loess, palaeosol, sediments, Southeastern Transdanubia

### Abstract

Detailed geological mapping carried out since 1996 in the eastern part of the Mórág Hill has brought a number of new results concerning its stratigraphy and history of evolution. Using and reambulating all archive geological data available from the area an overview is given on superficial and subsurface extent, stratigraphic position, thickness, characteristic facies, lithology, as well as age of the post-Pannonian formation.

The stratigraphic position, lithology and age of the granitic gravel and Tengelic Red Clay Formation formerly unknown in the region are discussed in detail. A theoretic stratigraphic column is also published, describing the Paks Loess Formation using data on Mórág Hill and the Tolna Hegyhát Hills defining and characterising its lithological subunits. With regard to their genetic features, fluvial, colluvial, deluvial and proluvial formations are presented separately.

### Összefoglalás

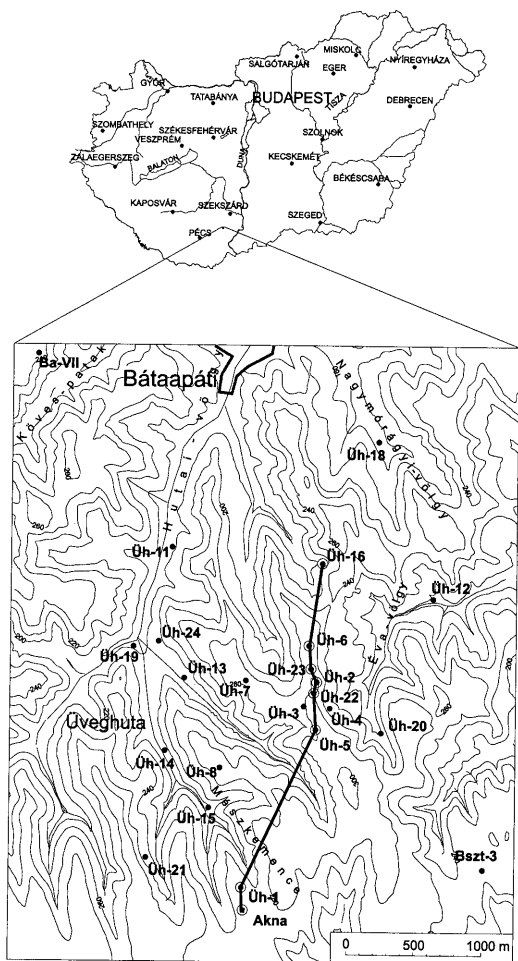
A Mórág-ri-rög keleti részén 1996 óta végzett részletes földtani kutatás számos új eredményt hozott rétegtani és fejlődéstörténeti vonatkozásban. Dolgozatunkban a terület összes korábbi földtani adatát is felhasználva és újraértékelve áttekintjük a térség posztpannon fedő képződményeinek felszíni és felszín alatti elterjedését, rétegtani helyzetét, vastagsági viszonyait, közettani kifejlődését, fáciesét és korát.

Részletesen tárgyaljuk a területen korábban ismeretlen gránitmurva és Tengelici Vörösayag Formáció települési helyzetét, kifejlődési típusát és korát. Elvi rétegoszlopot közlünk a Paksi Löss Formáció kifejlődéséről a Mórág-ri-rög és a Tolnai-Hegyhát adatai alapján, definiálva és jellemezve litológiai egységeit. Genetikai szempontból különválasztva ismertetjük a folyóvízi, a csuszamlásos, a deluviális és a proluviális összleteket.

### Bevezetés

A kis és közepes radioaktivitású hulladékok felszín alatti elhelyezését célzó kutatás az utóbbi években a Mórág-ri-rög K-i részére összpontosult (BALLA et al. 1998). Dolgozatunkban a kijelölt telephely tágabb, mintegy 100 km<sup>2</sup>-es környezete posztpannon fedőképződményeinek földtani adatait értékeljük. Az 1. ábrán ennek a területnek a központi (üveghutai) része látható, ahol a szelvény-szerkesztés, illetve a földtani térkép elkészítése lehetséges volt. A 2. ábra az egész

<sup>1</sup>Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14.



1. ábra. Az üveghutai kutatási terület áttekintő vázlata

Fig. 1 General sketch of the Üveghuta survey area



a rajta szereplő kvarter tagolása. A Mecsek hegység részletes földtani felvétele során nem készült fedett földtani térkép, de a terület negyedidőszaki képződményeit MOLDVAY (1964, 1966) e munka kapcsán részletesen feldolgozta. Részletesebb adatok a negyedidőszaki képződmények vonatkozásában a tervezett ófalui radioaktív hulladék-lerakó kutatásáról készített zárójelentésben (JUHÁSZ 1989) találhatók. A 90-es években a szegedi József Attila Tudományegyetem Földtani és Őslénytani Tanszékén kezdtek el foglalkozni a DK-dunántúli löszrétegsor geokémiai jellemzésével. Egyes feldolgozott szelvények a Mórággyi-rög területére esnek (HUM & FÉNYES 1995, HUM 1997). A jelen kutatás kapcsán szerzett tapasztalatok egy részét a vizsgálatok korábbi fázisairól készített összefoglaló kötetben KÓKAI (1997) publikálta. A kijelölt telephely közvetlen, 1 km<sup>2</sup>-es környezete negyedidőszaki képződményeinek rétegtanát és párhuzamosítását egy korábbi publikációban foglaltuk össze (KOLOSZÁR & MARSÍ 1999).

### A posztpannóniai fedőképződmények rétegtana és párhuzamosítása

A képződmények kronosztratigráfiai besorolásánál a nemzetközileg is elfogadott paleomágneses kronok közti folyamatosan pontosított határokat alkalmazzuk, mely alapján a pliocén és a pleisztocén közötti határ a Gauss–Matuyama paleomágneses kronok közti 2,58 M év, és a kora- és középső-pleisztocén közötti határ a Matuyama–Brunhes paleomágneses kronok közti határ alapján 0,78 M év (BERGGREN et al. 1995). A paleomágneses mérések polaritási zónáit is a BERGGREN et al. (1995) polaritás–idő skálával azonosítottuk be.

A paleotalajok terepi feldolgozása során olyan dokumentációs eljárást alkalmaztunk, amely a vizuális adatokat összesíti, másrészt a laboratóriumi vizsgálati eredmények birtokában lehetőséget nyújt a terepen elkülönített egységek talajgenetikai szempontú minősítésére és a klasszifikációra. A paleotalajokat terepen a genetikus talajtérképezésben recens talajokra alkalmazott módszer szerint terepi bélyegeik alapján – felülről lefelé haladva – A, B és C szintre tagoltuk (VÁRALLYAY & FÓRIZSNÉ 1966), valamint elkülönítettük a paleotalajok Á (átmeneti), J (juvenilis) szintjeit és I (inverz, vagy áttelepített) szakaszait (MARSÍ 2000). A feldolgozás és minősítés során a paleotalajokat a STEFANOVITS et al. (1999) által közölt hazai és nemzetközi kritériumok alapján osztályoztuk. A paleotalajokkal jelen kötetben részletesebben is foglalkozunk (MARSÍ 2002).

### Miocén–pleisztocén gránitmurva

A fedőképződmények korrelációs kérdései között igen fontos a különböző murvásodott kőzetek összetétel, morfológiai helyzet, képződési idő, genetika szerinti elkülönítése, valamint a terület gránitmurva és vörös-, illetve tarkaagyag ősszedeteinek egymástól való elhatárolása. A képződményhatárok elkülönítése és eredeti anyagi minőségük pontosabb megállapítása érdekében fokozottan vettük figyelembe a mélyfúrás-geofizikai mérések eredményeit (SZONGOTH et al. 1996, 1998).



Elvégeztük a murvaösszlet rétegtani értékelését, melyben a képződmény vastagsága, települési szintje mellett a fedőképződmények fő típusait és a murva települési helyzetét is figyelembe vettük. A murvaösszlet fekéje a Mórággyi Komplexum, fedője négyféle képződménycsoportba tartozhat – úgy mint: pannóniai képződmények, a Tengelici Formáció képződményei, löszösszletek és pleisztocén folyóvízi, proluviális képződmények.

A vizsgálatok során bizonyossá vált, hogy a kutatási területen a murva több szakaszban keletkezett, és ezek a különböző időszakokban képződött kőzettestek, jelen ismeretesség alapján térképen nem minden esetben ábrázolhatók külön-külön. Fúrási, feltérési adatok, települési helyzet alapján három különböző időszakban keletkezett granitoid murvát tudunk megkülönböztetni, egyet pedig valószínűsíteni lehetett:

1. nagy valószínűséggel késő-miocén korú a pannóniai rétegek alatt települő murva a Feked-I, Mórággy-IV és Véménd-I fúrásokban;

2. ugyancsak valószínű, hogy pliocén vagy kora-pleisztocén korú a tengelici rétegek alatt települő murva;

3. nem fiatalabb középső-, késő-pleisztocénél a lösz- vagy folyóvízi összletek alatt települő murva;

4. a kárpáti emelet folyamán képződött Budafai Formáció folyóvízi-delta fáciesű, a térségből lehordott gránitos eredetű kavicsanyaga azt bizonyítja, hogy a középső-miocénben is voltak gránitos szárazföldi térszínek, s azokon feltehetőleg részben murvás mállási kéreg is volt.

Bár sok feltérásban vékony lepelként jelenik meg a gránitos aljzat fiatal aprózódási-mállási terméke, megítélésünk szerint a területen nem keletkezett térképezhető vastagságú murva a holocénben.

A felszínen kevés kibukkanása van a típusos murvának, amely feltérásban leggyakrabban a gránitos összletbe vágódó völgyek oldalaiban, fúrásban pedig a Tengelici Vörösayag Formáció fekéjében volt nyomozható. A kutatási területen összesen 34 fúrás tárta fel az összletet, legnagyobb vastagságban az Ófalu-4 (13,9 m), az Üvegghuta-21 (13,1 m) és a Mórággy-4 (14,2 m), jellemző vastagsága azonban általában csak pár méter.

*Pliocén-alsó-pleisztocén: Tengelici Vörösayag Formáció – tarkaagyag, vörösayag, paleotalaj*

A Tengelici Vörösayag Formáció a területen uralkodó hosszú idejű terresztikus mállás eredményeként kialakult, helyben maradt, vagy rövid szállítás útján áthalmazódott üledék, melynek a mállás és a felhalmozódás típusa szerint többféle kifejlődése van, úgy mint: tarkaagyag, paleotalaj, vörösayag, vörösayag-foszlányos tarkaagyag, agyagos törmelék (MARSÍ 2000).

A Formáció fekéjét a Mórággyi-rög központi részén főként gránitmurva vagy a Mórággyi Komplexum különböző mértékben bontott részei, néhol a granitoid kőzeteket áttörő kréta vulkanitok, a Mecsekalja-övtől ÉNy-ra az Ófalui Fillit Formáció képződményei alkotják. A Mórággyi-rög peremi részein a legjellemzőbb fekéközetek a pannóniai üledékek. A Formáció fedőképződménye legtöbbször

helyen a lösz valamelyik összelete vagy lepusztulási terméke (lejtőüledék, csuszamlásos-suvadásos képződmény).

A képződmény felszínén általában csak nagyon kis foltokban, néhány völgyoldalon és egy-két mesterséges feltárásban nyomozható. Legjobb felszíni feltárását a bátságéki téglagyár anyagnyerő helyének K-i falán találjuk. Üveghuta térségében a réteggörbületbe bevont fúrások közül 28, továbbá a közeli Erdősmecske-3, -4 fúrások tárták fel az összetetet.

A Formáció jellemző vastagsága az Üveghuta környéki dombtetőn és oldalakon mélyült fúrásokban 1,4–4,1 m közötti és a 10 m vastagságot egyikben sem éri el (Üveghuta-1: 8,6 m, Üveghuta-6: 6,5 m). A formáció a dombság peremi részei felé általában fokozatosan kivastagodik, és több fúrásban is vastagabb 20 m-nél (Alsónána-3: 22,4 m, Bátaapáti-VII: 24,2 m, Palatinca-2: 23,6 m, Ófalu-4: 20,8 m). Az Ófalu-4 fúrás nem a dombság peremén mélyült, ezért a benne harántolt nagy vastagságú tengelici összetet a Mórággyi-rög központi tömbjének lokális süllyedékét jelzi.

A képződmény korára vonatkozóan két fúrás paleomágneses adata áll rendelkezésünkre a kutatási területen. Az Üveghuta-2 és -5 fúrások magnetosztratiográfiai adatai alapján a kijelölt telephely területének kis vastagságú tengelici rétegei 1,77–2,02 millió év között – a kora-pleisztocénben – képződtek (FÖLDVÁRI et al. 1999). Az egész vizsgált terület tengelici összetetének jóval nagyobb vastagságát és összetettebb kifejlődését figyelembe véve azonban valószínű, hogy szélesebb körzetben a paleomágneses vizsgálat alapján korrelált két fúrásban megállapított időtartamnál korábban kezdődött és tovább tartott a tarka- és vörösayagos sorozat felhalmozódása, és nem zárható ki alsó részének pliocén kora sem.

#### *Pleisztocén: Paksi Lösz Formáció – lösz, lejtőlösz, paleotalaj*

A löszképződmények korrelációját igen megnehezíti, hogy földtani és földrajzi nevezéktanuk nagymértékben különbözik. A geológiai beosztás szerint a magyarországi löszkifejlődés egy formációba tartozik, melynek neve a Magyar Rétegtani Bizottság elnevezése szerint Paksi Lösz Formáció (CSÁSZÁR 1997). A Formáción belül a képződmények tagolását a földrajztudomány, elsősorban PÉCSI M. és munkatársai végezték el. E tagolásnak egyik legújabb változata PÉCSI (1995) munkájában látható.

A Tolnai-Hegyhát és a Mórággyi-rög térségében 58 igen részletesen feldolgozott fúrás és sok feltárás adatai alapján elkészítettük a térség löszösszeleteinek elvi rétegoszlopát (3. ábra).

A rétegoszlop litológiai egységeit formációtól alhorizont szintig dolgoztuk ki és egyeztetettük, egyesítettük rajta a földtani és a földrajzi rétegtani egységeket. PÉCSI (1995) nyomán a formációt idős és fiatal löszsorozatra tagoltuk, a sorozatokat tovább bontva alsó- és felső összetetre. A paleotalaj-horizontok (paleotalaj- komplexumok) elnevezésénél is PÉCSI (1995) nevezéktanát használtuk, a löszhorizontokat sorszámokkal jelöltük. Jelen munkában a paleopedológiai egységek nevét a földrajztudományban elfogadott formában adtuk meg. Ezek egyelőre nem tekinthetők az elfogadott földtani nevezéktan részének, ezért „-ben szerepelnek. Az ábrán feltüntetett koradatokat paleomágneses vizsgálatok eredményei

szolgáltatták (MÁRTON 1998). A lösz- és a paleotalaj-horizontok összeletekbe sorolásánál a paleotalajokat és az alapkőzetüket alkotó löszhorizontokat egy összletbe tartozónak tekintettük, így az összeletek kezdő szintje egy lösz-, záró tagja egy paleotalaj-horizont (kivéve a recens talajt). Az így elkészített beosztás alapján is jól tükröződik, hogy a paleotalajok a löszfelhalmozódás szüneteiben, stagnáló időszakaiban, döntően az előzőleg képződött löszön keletkeztek. A közölt szelvény (3. ábra) igen jó egyezést mutat PÉCSI (1995) felosztásával.

Az üveghutai területen szerkesztett szelvélynél (4. ábra) a löszformációt összetel szintig bontottuk, míg a felhasznált fúrások rétegsorait bemutató ábránál horizont szintű ábrázolás is lehetséges volt (5. ábra).

A Formáció térségi kifejlődését az jellemzi, hogy mind a négy összeletének zonális fejlettségű (éghajlati hatást tükröző) paleotalaj-horizontjai összeletenként azonos mezoklíma alatt keletkeztek (azonos klímazonális talajtípusokat képviselnek), a különböző összeletek paleotalajai pedig típus szinten (STEFANOVITS et al. 1999) különböznek egymástól.

A rétegkorrelációs értékelésbe vont fúrások közül 32 harántolta a löszformáció valamelyik szakaszát. Vastagsága igen változó, legnagyobb megismert vastagság a Cikó–5 fúrásban volt (63,1 m). További 6 fúrásban haladja meg az 50 m-t, közülük az Üveghuta–2 és –22 a kijelölt telephely környezetében van, a többi (pl. Alsónána–2, Bátaapáti–VII) a dombság peremi térségeiben mélyült.

A löszrétegsor uralkodó feüképződménye a területen a Tengelici Vörösgyag Formáció, ezen kívül négy fúrásban pannóniai üledék (Bátaapáti–VI, Mórág–I, Mócsény–I, Mócsény–II fúrások). A fedőt legtöbb helyen holocén talaj vagy az areális és vonalas erózió változatos genetikájú hordalékai és suvadásos, csuszamlásos üledékek alkotják.

A Formáció kifejlődésében legfontosabbak a lösz- és a paleotalaj-horizontok. A löszrétegsor ritkán épül fel tisztán típusos löszrétegekből, ezért általában az átmozgatott, áttelepített, infúziós, fluvioeolikus vagy szerkezetében átalakult változatait is a löszösszeletekbe sorolják. A terület néhány nagyobb völgyoldalán települő sárfolyásos, szoliflukciós üledékeket is a Paksi Lösz Formációba soroltuk, mert a formáció lösz- és paleotalaj képződményeinek völgyperemi fácieseként értelmezhető. A teljes rétegsoron belül a típusos löszrétegekével összemérhető a paleotalajok együttes vastagsága, de jelentős a különböző lejtőlösz-változatok és szoliflukciós üledékek szerepe is.

Alsó-középső-pleisztocén: idős löszsorozat, alsó összetel

Az összetelt harántoló fúrások közül 22-t értékeltünk. A vastagság nem nagy, összesen 13 fúrásban haladta meg az 5 m-t, de egyben sem érte el a 10 m-es vastagságot. A legnagyobb az Erdősmecske–4 fúrásban (9,6 m), a közvetlen üveghutai térségben pedig az Üveghuta–3 fúrásban (7,4 m) volt.

Az összetel kifejlődése a vizsgált terület nagy részén alapvetően megegyezik a telephely közvetlen környezetében tapasztaltakkal. A Tengelici Vörösgyag Formációra az általában 0,5 m-es „vékony lösz” települ. Ez az itteni fúrásokban harántolt legidősebb, a löszformációhoz tartozó képződmény, melyet a Paks Dupla (PD) fosszilis talajkomplexum között települő lösz-alhorizonttal (PDL) korrelálunk.



A felette települő PD1 paleotalaj élénk téglavörös színű, agyagos feltalajú, tömődött, vagy morzsalékos szerkezetű, erősen duzzadó, altalajában vastag, sokszor cementált mészpaddal. Az Alsónána-2, a Mórág-III és a Palatinca-2 fúrásokban a PD fosszilis talajkomplexum szintjében települő két-két talajszintet találunk. Paleomágneses vizsgálatok híján eldönthetetlen, hogy ezekben a fúrásokban a PD1 talaj-alhorizont fejlettebb, vagy megjelenik a PD2 alhorizont is.

Az összlet fekjét a löszformáció fejképződményei alkotják. Az összlet fedője egy fúrás kivételével az idős löszsorozat felső része, a kivétel az Üveghuta-4 fúrás, amelyben a PD1 talajon mint csúszósíkon az eredeti fedő lesuvadt.

Középső-pleisztocén: idős löszsorozat, felső összlet

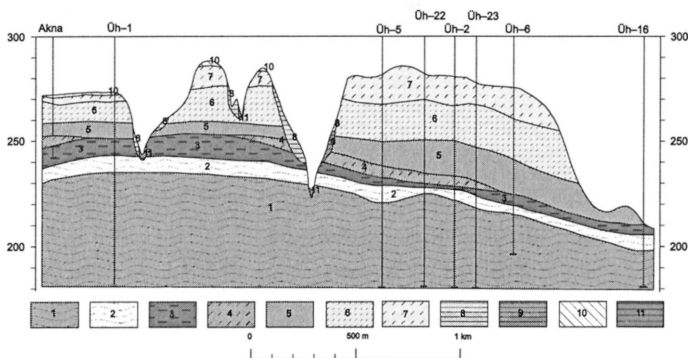
Az összletet 27 fúrás tárta fel. Legvastagabbnak az Ófalu-5 fúrásban mutatkozott (22,0 m), és további 19 fúrásban érte el vagy haladta meg a 10 m-t.

Az összlet kifejlődése a vizsgált terület dombtetőn és oldalakon mélyült fúrásai alapján nagyon hasonló az egész területen. Alul települ a löszformáció egyik legjobb vezetősíntje a „fakó löszhorizont”, amely figyelembe véve a peremi területek adatait is, nem mindenütt „pontosan” 5 m körüli vastagságú, mint a kijelölt telephely környékén (L7). Ez a horizont végig jól követhető, homogén felépítésű, általában típusos lösz.

A löszhorizont fölött keletkezett fosszilis barna erdőtalaj komplexum az összletet harántolt fúrások mindegyikében megtalálható, vastagsága 3–6 m között váltakozik („Paksi homokos talajkomplexum” = Ph). Az egész löszformációt tekintve ez a legösszetettebb fosszilis talaj. Többnyire két talaj-alhorizont épül egymásra, jól tagolható genetikai szintekkel, de az Üveghuta-7 és az Üveghuta-3 fúrásokban három egymás fölötti talaj-alhorizont is kijelölhető volt. Ezen kívül az Üveghuta-22 fúrásban a kettős talaj-alhorizont fölött

← 3. ábra. A Paksi Löss Formáció kifejlődése a Mórág-riög és a Tolnai-Hegyhát térségében. Horizontok. Talajhorizont: H – „Humuszhorizont”, MF – „Mende Felső” talajkomplexum, BD – „Basaharc Dupla” talajkomplexum, BA – „Basaharc Alsó” talajkomplexum, MB – „Mende Bázis” talajkomplexum, Ph – „Paksi homokos talajkomplexum”, PD – „Paks Dupla” talajkomplexum, PDK – „Paks-Dunakömlőd” talajkomplexum, Pv1 – „Paksi vörös talajkomplexum” 1, Pv2 – „Paksi vörös talajkomplexum” 2, Pv3 – „Paksi vörös talajkomplexum” 3. Löszhorizont: L1–L2 – löszhorizontok, (L7 – „fakó löszhorizont”). Alhorizontok. Talaj-alhorizontok: H1 – Humuszos alhorizont 1, H2 – Humuszos alhorizont 2, BD1 – „Basaharc Dupla” 1 alhorizont, BD2 – „Basaharc Dupla” 2 alhorizont, Ph1 – „Paksi homokos talaj” 1 alhorizont, Ph2 – „Paksi homokos talaj” 2 alhorizont, PD1 – „Paks Dupla” 1 alhorizont, PD2 – „Paks Dupla” 2 alhorizont. Lösz-alhorizont: HL – Humuszhorizontot tagoló lösz, BDL – „Basaharc Dupla” talajkomplexumot tagoló lösz, PhL – „Paksi homokos talajkomplexumot” tagoló lösz, PDL – „Paks Dupla” talajkomplexumot tagoló lösz („vékony lösz”)

Fig. 3 Major features of the Paks Loess Formation in the region of Mórág Hill and Tolna Hegyhát Hills. Horizons. Soil horizons: H – „Humic horizon”; MF – „Mende Upper” soil complex; BD – „Basaharc Double” soil complex; BA – „Basaharc Lower” soil complex; MB – „Mende Basal” soil complex; Ph – „Paks sandy soil complex”; PD – „Paks Double” soil complex; PDK – „Paks-Dunakömlöd” soil complex; Pv1 – „Paks red soil complex” 1; Pv2 – „Paks red soil complex” 2; Pv3 – „Paks red soil complex” 3. Loess horizons: L1–L2 – loess horizons; (L7 – „pale loess horizon”). Subhorizons. Soil subhorizons: H1 – Humic subhorizon 1; H2 – Humic subhorizon 2; BD1 – „Basaharc Double” 1 subhorizon; BD2 – „Basaharc Double” 2 subhorizon; Ph1 – „Paks sandy soil” 1 subhorizon; Ph2 – „Paks sandy soil” 2 subhorizon; PD1 – „Paks Double” 1 subhorizon; PD2 – „Paks Double” 2 subhorizon. Loess subhorizons: HL – Loess dividing humic horizon; BDL – Loess dividing „Basaharc Double” soil complex; PhL – Loess dividing „Paks sandy soil” complex; PDL – Loess dividing „Paks Double” soil complex („thin loess”)



4. ábra. Földtani szelvény a kutatóakna és az Üvegghuta Üh-16 fúrás között. Jelmagyarázat: 1. Mórággyi Komplexum, 2. pliocén–pleisztocén gránitmurva, 3. Tengelic Vörösayag Formáció, 4. idős lözssorozat, alsó összlet, 5. idős lözssorozat, felső összlet, 6. fiatal lözssorozat, alsó összlet, 7. fiatal lözssorozat, felső összlet, 8. felső-pleisztocén–holocén csuszamlásos képződmények, 9. felső-pleisztocén–holocén lejtőüledék, 10. felső-pleisztocén–holocén lejtőüledék, 11. proluviális, proluviális–deluviális képződmények

Fig. 4 Geological cross-section between the well and the borehole Üvegghuta Üh-16. Legends: 1 Mórággyi Complex; 2 Pliocene–Pleistocene granitic rubble; 3 Tengelic Red Clay Formation; 4 Old loess series, lower sequence; 5 Old loess series, upper sequence; 6 Young loess series, lower sequence; 7 Young loess series, upper sequence; 8 Upper Pleistocene–Holocene slide-affected deposits; 9 Upper Pleistocene–Holocene slope deposit; 10 Upper Pleistocene–Holocene slope deposit; 11 proluvial, proluvial–deluvial deposits

áttelepített lösz jellegű alapkőzetből (PhL) keletkezett újabb barna erdőtalanjosodott alhorizont is települ (Ph1, Ph2).

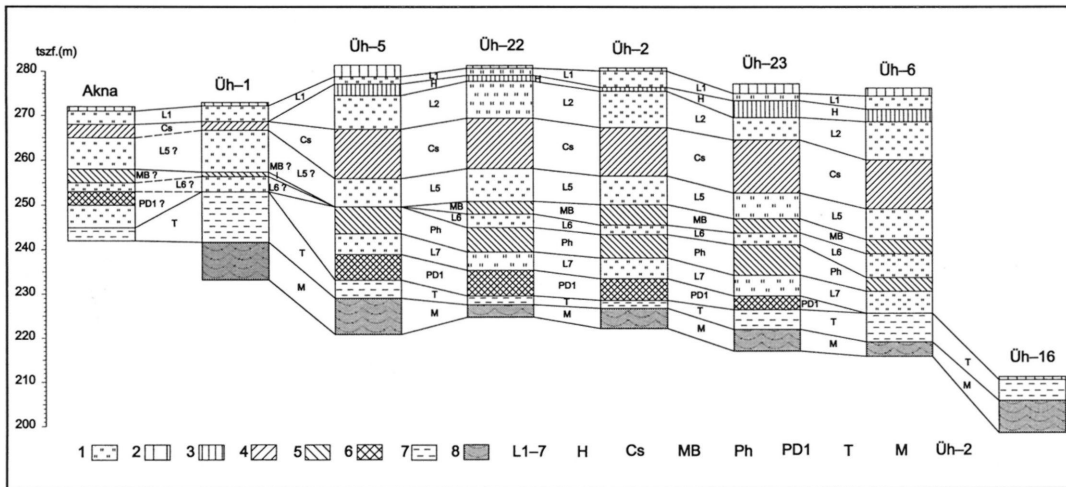
A talajkomplexum fölött települő lösz sárga, sötétsárga színű, piszkosfehér mészes–mészfoltos (L6). A kőzet részbeni áthalmozott jellegére utal a néhol tapasztalható, 1–3 cm-es finom rétegzettség, a néhol megfigyelhető szoliflukciós eredetű sávosság.

Az összlet legfelső, 3–5 m vastagságú fosszilis barna erdőtalan horizontjának („Mende Bázis” talajkomplexum = MB) A szintje általában vörösbarna–rozsdabarna színű, egy-két szelvényben sötétbarna–dohánybarna. Néhány fúrásban (pl. Üvegghuta-7) két egymás fölötti fosszilis talaj is kimutatható.

Az idős lözssorozat fekéje 21 fúrásban az idős lözssorozat alsó része, további 5 fúrásban a Tengelic Vörösayag Formáció, a Mórággy-I fúrásban pedig felső-pannóniai összlet a feké. A fedő 25 fúrásban azonos – a fiatal lözssorozat alsó része –, a Möcsény-I fúrásban pleisztocén–holocén deluvium, a Véménd-II fúrásban pedig a felszínen nyomozható az idős lösz felső része.

Középső–felső-pleisztocén: fiatal lözssorozat, alsó összlet

A fiatal lözssorozat alsó összletét 29 fúrás tárta fel a vizsgált területen. Az egész löszformáción belül ez a legvastagabb összlet. Maximális feltárt vastagságú a Möcsény-II fúrásban (30,6 m) és további 5 fúrásban haladta meg a 20 m-t.



5. ábra. Az Üvegkuta környéki fúrások posztpannoniai fedőképződményeinek párhuzamosítása. Jelmagyarázat: 1. lösz, lejtőlösz, 2. recens talaj, 3. csernozjom jellegű talajzóna, 4. csernozjom barna erdőtalaj típusú talajzóna, 5. barna erdőtalaj típusú talajzóna, 6. mediterrán típusú talajzóna, 7. Tengelici Vörösmarty Formáció, 8. gránitmurva; L1-7 – löszhorizontok, H – humuszos horizont, Cs – csernozjom barna erdőtalaj típusú talajzóna, MB – „Mende Bázis” talajkomplexum, Ph – „Paksi homokos talajkomplexum”, PD1 – „Paks Dupla” 1 alhorizont, T – Tengelici Vörösmarty Formáció, M – gránitmurva, Üh-2 – fúrás jele, száma

Fig. 5 Correlation of the post-Pannonian deposits of the boreholes nearby Üvegkuta. Legends: 1 loess, slope wash loess; 2 recent soil; 3 chernoziem like soil type zone; 4 chernoziem-brown forest soil type zone; 5 brown forest soil type zone; 6 mediterranean soil type zone; 7 Tengelic Red Clay Formation; 8 granitoid gravel; L1-7 – loess horizons; H – humifical level; Cs – chernoziem-brown forest soil type zone; MB – “Mende Base” soil complex; Ph – “Paks sandy soil komplex”; PD1 – “Paks Double” soil komplex 1 subhorizon; T – Tengelic Red Clay Formation; M – granitoid rubble; Üh-2 – borehole

Az összlet alján egy 4–7 m vastag löszhorizont települ (L5). Fölötte három, hol löszhorizontokkal tagolt (L4, L3), hol egymásra települő fosszilis csernozjom barna erdőtalaj komplexum különíthető el („Basaharc Alsó” = BA, „Basaharc Dupla” = BD, „Mende Felső” = MF). Ahol az összlet három csernozjom barna erdőtalaj komplexuma egymásra települ (pl. Üvegghuta–7), a felső löszhorizontok nem jelentkeznek. Az 5. ábrán ez a szakasz összevontan van ábrázolva, itt ebben a méretarányban nem volt megoldható a horizont szintű felbontás.

A fiatal löszsorozat alsó összletének kifejlődésében a kijelölt telephely közvetlen környezetében tapasztalható képest új elem a deluviális–szoliflukciós képződmények megjelenése nagyobb körzetekben. Ez a szakasz az összlet zavart településű, mikroréteges, sokszor lehordott talaj eredetű anyagot is tartalmazó része. A szoliflukciós szakaszok érdekessége, hogy a zavart szerkezet ellenére a képződmény ugyanúgy talajosodott, mint a típusos löszrétegek. A szoliflukciós szakaszokat tartalmazó löszhorizontokon kifejlődött 2–3 fosszilis csernozjom barna erdőtalaj a BA, BD és MF talajkomplexumokkal azonosítható.

Az összlet uralkodó feküképződménye (25 fúrásban) az idős löszsorozat felső része. Két fúrásban a közvetlen feké a Tengelici Vörösgyag Formáció. A Mócsény–II fúrásban pannóniai üledék, az Üvegghuta–24-ben gránitmurva települ az összlet alatt. A képződményt 23 fúrásban a fiatal löszsorozat felső összlete fedi, öt fúrásban fiatalabb pleisztocén–holocén képződmények alatt, a Mócsény–III fúrásban pedig a felszínen települ.

**Felső-pleisztocén: fiatal löszsorozat, felső összlet**

A legfiatalabb löszösszletet 23 fúrás tárta fel a területen. Legvastagabbnak (20,5 m) a Cikó–5 fúrásban bizonyult. 15–20 m közötti vastagságban további 5 fúrás harántolta.

Az összlet nagyobb vastagságú rétegsorait többnyire egy, humuszos horizont (H), néhol két, humuszos alhorizont tagolja a felső szakaszon (H1, H2). A humuszos szint, illetve szintek szürke, barnásszürke színű fosszilis csernozjom jellegű talajok, többnyire felhalmozódási zóna nélkül. A lösz fakósárga színű, fehér mészpettyes–mészeres (L1, L2, HL). Anyaga gyengén csillámos kőzetliszt, elszórtan molluszkahéj-töredékekkel, mészerekkel, gyökérjáratokkal. Rosszul kötött, porózus, homogén, tömeges, rétegzetlen. Jó állékonyágú, prizmás, oszlopos elválású.

A löszformációt harántolt valamennyi fúrásban a fiatal löszsorozat alsó része képezi a feké. A legfiatalabb löszösszlet 3 fúrásban közvetlenül a felszínen települ, 20 fúrásban pedig holocén talaj, vagy más felső-pleisztocén, holocén üledék fedi.

*Középső–felső-pleisztocén–holocén: folyóvízi összlet – kavicsos homok, homok, kőzetliszt, kőzettörmelék*

A Mórággy-rög vizsgált részének pleisztocén rétegsorából – a környező tájakkal (Völgység, Tolnai-Hegyhat) ellentétben – hiányoznak a löszformáció heteropikus fácieseként értelmezhető, vastag, regionális kiterjedésű folyóvízi összletek. Ebben az időszakban az uralkodó löszképződést itt csak néhány kisebb völgyi kitérés tagolja.



A folyóvízi üledékek korára csak a Lajvér-patak egyes szakaszain, Kismórágyp és Rozsdásszerpenyő környékéről van rétegtani bizonyítékunk. Ezen a területen a néhány méter vastag, közepesen koptatott, rosszul osztályozott, keresztretegzett, lencsés településű, homokos kavicsból álló összletre felső-pleisztocén lösz települ.

A terület többi, nagyobb völgyében (pl. Hutai-völgy, Mészkemence-völgy, Köves-patak völgye stb.) a pleisztocén kort közvetett formában jelző terasz-morfológia nem alakult ki. Az ezekben harántolt folyóvízi üledék vastagsága helyenként az 5–10 m-t is eléri. A folyóvízi üledéken, mint alapkőzetten fejlett talajtakaró képződött, ennek alapján úgy gondoljuk, hogy a fő völgyek folyóvízi hordalékának csak a legfelső, vékony része holocén, nagyobb része középső-késő-pleisztocén korú. A terület folyóvízi üledékeinek többsége keskeny völgykítőltés. Legtöbb völgyben nem alakultak ki markáns ártéri szintek. Kivételt képeznek a teraszos völgyek és a Hutai-patak, illetve Mórágypatakjának egyes szakaszai.

Legtöbb esetben az alaphegységi fekvőn, helyenként részben lehordott murván települő folyóvízi összlet gyengén, közepesen osztályozott, felfelé finomodó szemcseméretű kőzettörmelékéből, kavicsos homokból, homokból, az ártéri fedőréteg pedig főként kőzetlisztből áll.

A jelenkori üledékek legtöbbször csak 1–5 m vastagok. Ez a vastagság jellemzi a vizsgált terület fúrásaiban feltárt képződmények nagy részét.

*Felső-pleisztocén–holocén: csuszamlásos, deluviális képződmények – agyagos kőzetliszt, kőzetliszt*

E képződménycsoportként a lejtőkön areális erózió által áthalmazott lösz-változatokat és a csuszamlásos üledékeket foglaljuk össze. A csuszamlásos kőzet-változatok kialakulása főként a középső-pleisztocéntól jellemző a területen.

A deluviális összlet a benne lencsékben, vékony rétegekben előforduló agyag, homok és törmelék miatt zavart településű. Anyagát legnagyobbbrészt a lepusztuló lösz adja, helyenként gránitmurvával, esetleg kőzettörmelékkel keverten.

A lejtőüledékek különböző változatai elsősorban a völgyoldalak lejtőpihenőit, a völgyfők, nyergek környezetét jellemzik. A legjelentősebb csuszamlásos pászták a nagyobb völgyek oldalain helyezkednek el. A lejtőüledékek legjellemzőbb fekvése a lösz, de lehet alaphegységi granitoid, gránitmurva vagy tarka-agyagösszlet is. A lejtőüledékek közvetlenül a pannóniai rétegekre is települhetnek, ez elsősorban a domság peremi részein vagy a nagyobb völgyoldalakban jellemző. A fúrási adatok alapján a képződmények vastagsága a 15–20 m-t is megközelítheti. A csuszamlások kiterjedése, morfológiája alapján az átmozgatott összletek vastagsága még ennél is nagyobb lehet a területen.

A csuszamlásos üledékek egyik jellemző csúszási felülete és egyben fekvő képződménye a pannóniai összlet egy-egy agyagos, agyagmárgás rétege. A csuszamlásos üledékképződés további gyakori csúszási síkjai a löszösszletekben települő agyagos paleotalaj szintek is. Az Üveghuta–4 fúrásban és környezetében pl. a PD1 paleotalaj-alhorizont alkotja a csúszósíkot. A képződmények fedője recens talaj.

### Holocén képződmények

A folyóvízi üledékekhez csatlakoznak a mellék- és oldalvölgyek, időszakos vízfolyások proluviális hordalékai és a szárazvölgyekben, vízmosásokban felhalmozódott más vonalas anyagszállítású üledékek. Ezek a képződmények általában csak néhány m vastagok, és a fiatal ártéri üledékekkel, valamint a recens talajjal együtt a terület legfiatalabb képződményei.

Proluviális, proluviális–deluviális képződmények – agyagos kőzetliszt, kőzetliszt, homok

Színük piszkos szürkéssárga, sárgásbarna. Általában zavart szerkezetűek, rétegzetlenek, helyenként rosszul vékonyrétegzett lencsés betelepülésekkel. Felépítésüket nagyban meghatározza a fekü. Anyagukat legnagyobb részét a lösz lepusztulása adja, helyenként gránitmurvával, esetleg kőzettörmelékkel kevert üledéket alkotva. Kőzetanilag agyagos kőzetliszt, kőzetliszt, homok, kisebb részben kőzettörmelék, kavicsos homok az anyaga.

A képződmények legjellemzőbb fekjüje a lösz. Az olyan szárazvölgyek környezetében, ahol a fő völgy a granitoid képződményekig bevágódott, a fekü lehet maga az alaphegységi összlet, esetleg a gránitmurva vagy a tarkaagyag összlet, a dombosság peremi részein pedig a pannóniai rétegek is.

### Recens talaj

A proluviális–deluviális képződmények fedője recens talaj. A szárazvölgyek alsó szakaszát kis humusztartalmú fiatal, nyers öntéstalajok fedik.

A terület uralkodó zonális recens talaja a csernozjom barna erdőtalaj, a dombosság belső részein és a Mecsek irányába haladva egyre inkább jellemző a barna erdőtalaj és az agyagbemosódásos barna erdőtalaj is. A zonális talajok fekü-képződményei nem holocén üledékek, alapközetüket a Paksi Löss Formáció és az idősebb fedő képződmények alkotják.

### Következtetések

A Mórággyi-rög K-i területén a nagyszámú, alaposan feldolgozott fúrási szelvény segítségével sikerült a Pécsi M. és munkatársai által kidolgozott hazai löszrétegtan regionális érvényességét bizonyítani. Ezen túlmenően a vizsgált területen a löszformáció igen részletes felbontását és különböző szintjeinek jellemzését is sikerült megoldani. A rétegsorok megfelelő szintjeinek párhuzamosításakor a helyi különbségek, kifejlődésbeli eltérések is kimutathatók voltak (I. táblázat). Ezeket az eltéréseket az egykori helyi környezeti különbségekkel

Jelmagyarázat az I. táblázathoz: 1. A fúrás jele, 2. Összrendező (EOV), 3. Talpmélység (m), 4. Holocén–pleisztocén fedőképződmények, 5. Paksi Löss Formáció, 6. Fiatal löszsorozat felső összlet, 7. Fiatal löszsorozat alsó összlet, 8. Idős löszsorozat felső összlet, 9. Idős löszsorozat alsó összlet, 10. Tengelic Vörösayag Formáció, 11. Murva összlet, 12. Vastagság (m)

Legends: 1 Code of a borehole; 2 Coordinates (EOV); 3 Bottom of a borehole (m); 4 Holocene-Pleistocene overlying beds; 5 Paks Loess Formation; 6 Young loess series, upper sequence; 7 Young loess series, lower sequence; 8 Old loess series, upper sequence; 9 Old loess series, lower sequence; 10 Tengelic Red Clay Formation; 11 Granitic rubble; 12 Thickness (m)

I. táblázat. A vizsgált fúrások posztpannóniai üledékes összeteteinek rétegtan-korrelációs adatai  
Table I Stratigraphic correlation data of post-Pannonian deposits in investigated cores of boreholes

1	2			3	4	5	6	7	8	9	10	11
	X	Y	Z		12							
An-2	98553,47	620858,10	174,30	103,00	0,0	51,8	15,2	13,0	18,1	5,5	13,2	0,0
An-3	98966,20	619419,30	174,19	78,40	0,2	46,4	17,1	17,2	12,1	0,0	22,4	5,2
Ba-V	96691,97	613515,19	190,86	8,50	3,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Ba-VI	98382,49	617074,15	237,84	54,00	0,0	42,0	9,8	8,2	20,4	3,6	0,0	0,0
Ba-VII	97583,28	613943,90	247,67	95,00	0,0	58,8	16,7	20,8	15,5	5,8	24,2	0,0
Bszt-1	96496,74	620743,30	145,27	47,00	3,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Bszt-2	93460,45	619072,30	232,90	82,00	0,6	43,3	15,7	12,3	12,0	3,3	4,1	0,0
Bszt-3	93811,61	617250,20	251,96	57,00	1,0	32,5	11,6	20,9	0,0	0,0	13,6	0,9
C-4	99990,89	613722,20	127,78	77,60	14,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
C-5	99621,57	612341,10	220,73	192,70	0,2	63,1	20,5	19,7	17,0	5,9	15,8	0,0
F-I	91809,70	613064,84	280,13	73,50	0,8	21,0	1,1	13,1	6,8	0,0	18,2	5,0
M6-I	98188,44	618926,88	183,16	68,00	1,2	25,6	0,0	25,6	0,0	0,0	0,0	0,0
M6-II	97418,20	619698,85	153,56	48,30	0,6	19,4	1,8	17,6	0,0	0,0	16,0	8,0
M6-III	100590,02	617099,36	139,96	42,30	8,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
M6-IV	97638,16	618052,07	224,20	71,00	1,5	46,6	0,0	20,2	19,3	7,1	3,6	3,0
M6-V	95273,54	618592,63	238,72	63,00	0,4	47,0	15,1	9,8	17,5	4,6	2,0	10,6
M-I	98659,79	614549,10	196,63	74,00	10,7	11,4	0,0	0,0	8,9	2,5	0,0	0,0
M-II	100853,50	614911,40	175,54	126,30	0,7	30,6	0,0	30,6	0,0	0,0	0,0	0,0
M-III	101733,26	614347,54	132,21	184,80	0,0	22,7	0,0	22,7	0,0	0,0	5,9	0,0
M-IV	101542,81	616493,62	137,03	73,80	2,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Ö-5	96767,86	612801,21	256,92	82,70	0,8	50,3	7,2	18,5	22,0	2,6	8,0	0,0
Pt-2	100661,80	615595,80	206,02	106,80	1,6	52,5	6,9	25,1	13,8	6,7	23,6	0,0
V-I	91529,65	617319,96	183,82	27,00	7,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	11,3
V-II	93691,20	613098,50	256,63	28,00	0,0	11,0	0,0	0,0	5,0	6,0	10,0	0,0
Em-3	89211,00	609173,00	241,00	41,00	1,3	22,5	0,0	9,8	4,0	8,7	8,5	0,0
Em-4	89185,00	609253,00	214,00	55,00	0,4	37,9	11,1	11,1	6,1	9,6	5,1	0,0
Em-5	89191,00	609367,00	216,00	90,30	10,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Ó-4	94768,00	612306,80	280,88	92,00	0,6	41,2	13,9	13,2	7,5	6,6	20,8	13,9
Mo-3	97151,97	618300,61	167,27	40,50	16,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	7,9	10,8
Mo-4	97488,50	620259,72	108,91	23,00	1,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	14,2
Mo-5	99049,51	617766,84	123,50	50,00	7,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	7,1
Mo-6	95954,00	617843,23	140,52	50,00	11,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,8
Üh-1	93670,08	615466,91	272,99	364,50	0,8	20,5	3,5	17,0	0,0	0,0	8,6	7,5
Üh-2	95179,40	616012,56	280,69	382,00	0,6	51,6	12,8	17,2	16,7	4,9	1,8	4,6
Üh-3	94999,86	615917,20	279,62	300,10	0,2	47,0	11,7	13,2	15,7	7,4	1,9	11,7
Üh-4	94987,55	616110,73	246,57	300,00	12,8	4,3	0,0	0,0	0,0	4,3	2,6	1,5
Üh-5	94828,24	616006,53	281,31	301,00	2,5	45,7	11,9	17,3	10,7	5,8	4,1	8,2
Üh-6	95446,45	615952,20	276,21	80,00	1,8	48,9	14,4	17,8	16,7	0,0	6,5	3,3
Üh-7	95188,96	615488,10	269,92	70,00	1,8	42,9	9,1	10,9	17,6	5,3	1,9	9,1
Üh-8	94545,68	615300,20	270,00	65,00	0,9	37,8	12,6	7,5	14,5	3,2	1,6	8,0
Üh-9	99084,95	616528,98	130,32	15,00	9,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3
Üh-11	96169,42	614933,78	157,48	15,00	5,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,9
Üh-12	95797,88	616869,72	162,08	15,10	3,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,6
Üh-13	95205,38	615032,78	178,64	16,00	8,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,7
Üh-14	94668,40	614894,53	184,74	15,00	2,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,3
Üh-15	94254,40	615220,63	201,05	30,00	7,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3,7
Üh-16	96052,84	616046,49	211,07	30,10	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	4,7	7,4
Üh-17	97791,05	616125,87	138,99	30,20	9,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	6,9
Üh-18	96946,21	616455,02	156,75	50,00	17,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Üh-19	95436,79	614656,18	166,46	50,00	7,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,8
Üh-20	94808,05	616491,37	220,33	30,70	3,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	4,5
Üh-21	93886,72	614760,93	249,53	35,00	3,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	11,3	13,1
Üh-22	95097,46	615990,92	281,24	500,77	0,6	51,1	11,2	18,6	15,5	5,8	1,4	3,4
Üh-23	95275,93	615968,85	277,17	300,50	2,2	48,6	10,5	11,7	23,4	3,1	4,5	4,9
Üh-24	95474,74	614840,20	190,51	60,20	0,7	11,9	0,0	11,9	0,0	0,0	0,0	3,4

magyarázzuk, amelyek lehetnek a helyi morfológiában, kitettségben megmutatózó különbségek, vagy nedvesebb mikrokörnyezet, környezeténél hosszabb idejű talajképződés, vagy kicsit durvább szemszerkezetű alapközet hatásai is. Másrészről a lösz, illetve a paleotalaj horizontok hiányát egyes szelvényekben utólagos erózió is okozhatta.

Az 55 fúrási rétegsor korrelációja és a terület morfológiai kiértékelése alapján (MARSI 1998) lehetséges volt egy olyan földtani térkép szerkesztése Üveghuta környékén, melyen az elkülöníthető posztpannoniai összletek, köztük a löszösszletek szerkesztett határait is fel lehetett tüntetni. Ezt a földtani térképet „A hazai negyedidőszak-kutatás és az ahhoz kapcsolódó kérdések” c. földtani ankéton mutatták be a szerzők 2000 márciusában.

Pontos földtani szelvény szerkesztése csak még sűrűbb adatállomány alapján volt lehetséges az üveghutai területen (4. ábra), ahol 8 db egymáshoz közeli fúrási rétegsor elkülöníthető szintjeinek párhuzamosításával a rétegsorreláció elvégzése, illetve a kiékelődések kimutatása is lehetővé vált.

### Köszönetnyilvánítás

Köszönjük JÁMBOR Áronnak és HUM Lászlónak a kézirat gondos lektorálását. A kutatási területen korábban mélyült fúrások terepi reambulálásához a T. 025202 sz. OTKA pályázat nyújtott segítséget.

### Irodalom – References

- BALLA, Z., CHIKÁN, G., DUDKO, A., GYALOG, L., HORVÁTH, I., KÓKAI, A., KOLOSZÁR, L., MAROS, Gy., MARSI, I., PÁLFI, É., PALOTÁS, K., RÁLISCH-FELGENHAUER, E., ROTÁR-SZALKAI, Á., TÓTH, Gy., VETŐ, I. (MÁFI), MOLNÁR, P., TUNGLI, Gy. (Golder Associates), BUDA, Gy., DITRŐI-PUSKÁS, Z. (ELTE), MEZŐ, Gy. & SZILÁGYI, G. (BKMI), 1998: Kis és közepes radioaktivitású erőművi hulladékok végleges elhelyezése. Telephelykutatás és alkalmassági vizsgálat zárójelentése, Üveghuta 1997–1998. 1–5. kötet. – Kézirat, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 227 p.
- BERGGREN, W. A., KENT, D. V., SWISHER III, C. C., & AUBRY, M.-P. 1995: A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. – In: BERGGREN, W. A., KENT, D. V., AUBRY, M.-P. & HARDENBOL, J. (Eds): *Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation.* – Society for Sedimentary Geology Special Publication 54, 129–212.
- CSÁSZÁR, G. (ed.) 1997: Basic lithostratigraphic units of Hungary, Charts and short descriptions. – Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest, 114 p.
- FÖLDVÁRI M., KOVÁCS-PÁLFFY P. & LANTOS M. 1999: Tanulmány a Tengelici Formáció és a lösz-összlet műszeres ásványtani vizsgálatának eredményeiről és magnetosztratiográfiai értékeléséről. – Kézirat, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 69 p.
- HALMAI J., JÁMBOR Á., RAVASZ-BARANYAI L. & VETŐ I. 1982: A Tengelici-2 fúrás földtani eredményei. – Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve 65, 11–116.
- HUM, L. 1997: Paleoenvironmental changes and geochemistry of loess and paleosols in SE-Transdanubia, Hungary. – *Zeitschrift für Geomorphologie Neue Folge, Supplementum-Band* 110, 69–83.
- HUM, L. & FÉNYES, J. 1995: The geochemical characteristics of loesses and paleosols in the South-Eastern Transdanubia (Hungary). – *Acta Mineralogica-Petrographica Szeged.* 36, 89–100.
- JUHÁSZ, J. (szerk.) 1989: Összefoglaló Jelentés az ófalui tervezett radioaktív hulladéktároló telep kutatásáról. – Kézirat, Sík- és Dombvidéki Osztály Adattára Budapest, 1004 p.
- KOLOSZÁR, L. 1997: Geological evaluation of the Udvari-2A borehole. – Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1996/II, 149–158.

- KOLOSZÁR L. & MARS I. 1999: Az Üveghuta melletti dombvidék (Mórággy-rög K-i része) negyedidőszaki képződményei. – *Földtani Közlemény* **129/4**, 521–540.
- KÓKAI, A. 1997: Geological evaluation of the borehole Üveghuta-1. – *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1996/II*, 59–75.
- MARS I. 1997: Geological evaluation of the Diósberény-1A borehole. – *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1996/II*, 159–171.
- MARS I. 1998: A kutatási terület morfológiai értékelése, 1:20 000. – Kézirat, térkép, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- MARS I. 2000: Geology of overlying beds of granites in the eastern part of the Mórággy Hills. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1999-ről*, 149–170.
- MARS I. 2002: A Mórággy-rög és a Hegyhát térségi posztpannóniai képződmények kifejlődése és jellemzése. – *Földtani Közlemény* (jelen kötet).
- MÁRTON P. 1998: Jelentés az udvari (U-2A) és a diósberényi (Db-1A) fúrású szelvények paleomágneses méréseinek eredményeiről. – Kézirat, Eötvös Loránd Tudományegyetem Geofizikai Tanszék, 46 p.
- MOLDVAY L. 1964: Adatok a Mecsekhegység és peremvidéke negyedkori szerkezeti viszonyainak vizsgálatához. – *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1962-ről*, 105–109.
- MOLDVAY L. 1966: A negyedkori szerkezetalakulás kérdései a Mecsekhegységben és a magyar középhegységekben. – *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1964-ről*, 209–217.
- PÉCSI, M. 1995: Loess stratigraphy and Quaternary climatic change. – *Loess in Form* **3**, 23–30.
- STEFANOVITS P., FILEP Gy. & FÜLEKI Gy. 1999: Talajtan. – Mezőgazda Kiadó, Budapest, 470 p.
- SZONGOTH G., BUCSI SZABÓ L., KASZA Z., MÉSZÁROS F., RIGLER Gy. & TONKA P. 1996: Az Üveghuta-1 fúrás mélyfúrás-geofizikai mérései és kiértékelése (ELGI). – Kézirat, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 5 p.
- SZONGOTH G., ZILÁHI-SEBESS L., KASZA Z. & TÓTH I. 1998: A kis és közepes radioaktivitású erőművi hulladékok végleges elhelyezése. Telephely-alkalmassági vizsgálatok Üveghuta körzetében. A mélyfúrás-geofizikai mérések alapján történő korreláció a gránitot fedő üledékes összletben, valamint korrelációs lehetőségek a gránit összletben (Geo-Log). – Kézirat, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 73 p.
- VADÁSZ E. 1935: A Mecsekhegység. – Magyar Tájak Földtani Leírása **1.**, Stádium Sajtóvállalat Részvénytársaság, Budapest, 180 p.
- VÁRALLYAY, Gy. & FÖRIZS J.-né 1966: A helyszíni talajfelvételezés módszertana. – In: SZABOLCS I. (szerk.): *A genetikus üzemi talajterképezés módszertanja*. – Országos Mezőgazdasági Minőségvizsgáló Intézet, Budapest, 19–165.



## Az albertirsai löszfeltárás lumineszcens kormeghatározása

### *The luminescence dating of the Albertirsa loess profile*

NOVOTHNY Ágnes<sup>1</sup>

(4 ábra, 2 táblázat)

*Tárgyszavak:* lösz, radiometrikus kormeghatározás, termo- és optikai lumineszcencia, utolsó interglaciális és glaciális  
*Keywords:* loess, radiometric dating, thermo and optical luminescence dating, last interglacial and glacial period

#### Abstract

This recently investigated profile – a 12 m high loess wall – is located in the region of the Gödöllő Hills, about 23 km south-east from the Mende section, and 40 km from Budapest. There are 2 well-developed buried soil layers, and a less striking humus horizon. This section belongs to the “young loess series”. The dating of the layers of the profile were investigated by the luminescence method. Within the luminescence measurements two different methods were applied: the thermo-luminescence (TL) and the optical luminescence dating (OSL) processes respectively. The humus horizon is equal to the h2 horizon in Hungary and it was formed during the oxygen isotope stage 2. The upper fossil soil probably formed during the oxygen isotope stage 3 between 37 and 25 ka BP. Thus this palaeosol represents the Hengelo and/or Denekamp interstadial of northwestern European stratigraphy. The lower fossil soil formed about 65 ka BP, indicating soil formation late in oxygen isotope stage (OIS) 5 or early in OIS 3.

#### Összefoglalás

A jelen tanulmányban részletesen tárgyalt albertirsai löszfeltárás a Gödöllői-dombság területén található, 23 km-re Mendétől és 40 km-re Budapesttől. Vizsgálataink szerint a feltárás a magyarországi besorolás alapján a fiatal löszök közé tartozik. Az albertirsai löszrétegsort két jól fejlett eltemetett talajszint és egy gyenge kifejlődésű humuszos szint tagolja. A rétegek kormeghatározását lumineszcens – ezen belül is termolumineszcens (TL) és optikai lumineszcens (OSL) – módszerekkel végeztem. A szelvényben található humuszos szint a magyarországi h2 szintnek felel meg és a 2. oxigén izotóp stádium során fejlődött ki. A felső fosszilis talaj valószínűleg a 3. oxigénizotóp stádium folyamán 37 és 25 ezer évvel ezelőtt alakult ki, ami a nyugat-európai sztratigráfiában a hengelo és denekamp interstadiálisnak felel meg. Az alsó fosszilis talaj kb. 65 ezer évvel ezelőtt fejlődhetett ki, az 5. oxigénizotóp stádium végén, vagy a 3. oxigénizotóp stádium elején.

#### Bevezetés

A negyedidőszak-kutatás egyik fontos és alapvető feladata, hogy az ezen időszak alatt lerakódott üledékeket részletesen megvizsgáljuk, illetve tanulmányozott rétegek, objektumok korát meghatározzuk, ezzel megteremtve az egy-nyomtól távoli szelvények összehasonlításának, korrelálásának alapjait. A Magyarország 30%-át borító lösz- és lösztípusú üledékek mind a negyedidőszak termékei, így ezen rétegsorok részletes elemzésével hozzájárulhatunk a negyedidőszakban lezajlott folyamatok rekonstrukciójához.

<sup>1</sup>ELTE TTK Természetföldrajzi Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány sétány 1/c

A hazai löszkutatás gyökerei az 1920-as évekig nyúlnak vissza. Eleinte még csak a rétegsorok leírása, illetve fizikai, kémiai jellemzőinek meghatározása játszotta a fő szerepet, majd megpróbálták a legnagyobb és legteljesebbnek vélt szelvényeket ezek alapján összehasonlítani. A helyi tényezők változatossága miatt kialakuló különbségek azonban nagyon megnehezítették az ezen alapuló korrelációt, ezért egyre inkább felerősödött az igény, hogy radiometrikus kormeghatározások alapján párhuzamosítsák a különböző területek rétegsorait. A radiometrikus kormeghatározási módszerek közül eddig a lumineszcencia alkalmas egyedül a löszök közvetlen kormeghatározására. Az utóbbi évtizedekben több kormeghatározás is készült ezzel a módszerrel, melyek közül FRECHEN et al. (1997) több feltárásból készült eredményei jó egyezést mutatnak, míg a korábbiak esetenként egymással is ellentmondanak (HORVÁTH 2001). Szükség van tehát újabb és újabb mérésekre, hogy egyre több feltárás rétegsorát tudjuk összehasonlítani, és ezáltal potosabb képet alkothassunk a hazai löszstratigráfiáról. Ennek jegyében került sor az eddig még részletesen nem vizsgált, és a lumineszcens módszer követelményeinek vélhetően megfelelő (fiatal) löszfeltárás – az albertirsai szelvény – kormeghatározására.

### A lumineszcens kormeghatározás

A lumineszcens vizsgálatokkal meghatározott koradatok értelmezésénél szükség lesz a módszer alapjainak ismeretére, ezért tömör összefoglalást adok erről az eljárásról (A módszer részletesebb ismertetése megtalálható: NOVOTHNY & UJHÁZY 2000).

A lumineszcens kormeghatározással az üledékek eltemetődésének időpontját tudjuk meghatározni, tehát a lumineszcens kor az adott anyag leülepedésétől, illetve eltemetődésétől eltelt idő.

#### *A lumineszcens kormeghatározás fizikai alapjai*

Az ionos vagy kovalens kristályos anyagok szerkezetében levő rácshibák lehetővé teszik az elektronok számára, hogy a vegyérték és a vezetési sáv között található „tiltott zónán” belül tartózkodhassanak, így energiaközlés hatására az elektronok kiszakadhatnak eredeti helyükről és elhagyhatják a vegyértéksávot. Nagy részük a fentebb leírt utat járja végig, kis százaléuk viszont a „tiltott zónán” belül csapdába kerülhet. A csapdába esett elektron tehát hosszabb-rövidebb időn keresztül tartózkodik a „tiltott sávban”, mégpedig addig, amíg megfelelő mennyiségű energia nem érkezik ahhoz, hogy onnan kiszabadulhasson. A csapdából kijutott elektron többlet energiáját fény formájában leadva rekombinálódik egy lyukkal. Ezt a folyamatot nevezik lumineszcenciának. A természetben, az elektronok kiszakításához szükséges ionizáló sugárzást a kőzetekben, illetve a talajban megtalálható radioaktív izotópok bomlásából származó sugárzás szolgáltatja. Ennek legmeghatározóbb komponensei az urán és a tórium lánc elemei, illetve a kálium és bomlástermékei. Ehhez járul még hozzá – bár kisebb mértékben – a kozmikus sugárzás értéke.



Egy-egy hirtelen, nagy energiaközléssel járó folyamat (pl: égetés, napfénynek való kitettség) kiszabadíthatja az összes csapdába került elektront, és ezzel „lenullázza” az adott anyag lumineszcenciás jeleit. Ezek a nagy energiaátadással járó események azok a jelentős időpontok, amiket a lumineszcenciás módszerrel meg lehet határozni (SINGHVI & KRBETSCHEK 1996). Geológiai szempontból a napfénynek való kitettség játsza a fő szerepet, például egy hosszabb szél általi szállítódás során az anyag lumineszcens jelei teljesen „lenullázódnak”. Az eltemetődés után kezdődik elől az egész folyamat, vagyis a lumineszcens jel lassú felhalmozódása. A kormeghatározási mérések által ekkor lehet a folyamatba beavatkozni. Mesterséges körülmények között energiát közölnek a rend-szerrel, aminek hatására, a lumineszcens centrumokban lezajló rekombinációk által keletkező fényt felfogják, és ennek mennyiségéből következtetnek az adott mintában felhalmozódott lumineszcens jelek mennyiségére. A lumineszcens kormeghatározásra alkalmas ásványok köre elég tág (például: kvarc, földpát, kalcit, cirkon), ezek közül azonban a szél által szállított üledékek (lösz, futóhomok) esetében a két legelterjedtebben alkalmazott ásvány a kvarc és a földpát.

### *A lumineszcencia típusai*

Az energia közlésére többféle módszer is lehetséges, ennek megfelelően lehet elkülöníteni a lumineszcencia fajtáit. Ha az energiát hő formájában adják át a rendszernek, akkor termolumineszcenciás (TL) módszerről beszélnek, ha pedig meghatározott hullámhosszú fény formájában, akkor azt optikailag stimulált lumineszcenciának (OSL) nevezik. Ez utóbbinak a fény hullámhosszától függően több alfaja ismeretes, például: infravörös fénnel stimulált lumineszcencia esetében IRSL-nek (infrared stimulated luminescence) nevezik az eljárást. 1985-ben HUNTLEY volt az első, aki fix hullámhosszú fénnel volt képes lumineszcens jel produkálására készíteni egy mintát. Azóta rohamosan terjed a módszer világszerte, és átvette a vezető szerepet a termolumineszcenciától. (A legfőbb különbség a kettő között abból adódik, hogy az üledék szállítódása során, mikor a fény hatására megtörtént a lumineszcens jelük „lenullázódása”, ez csak a fényérzékeny jelekre értendő, így az OSL tekintetében valóban körülbelül a nulla szintről indul meg betemetődéskor a jelek felhalmozódása, a TL esetében viszont mindig lesz egy maradék szint, ami nagyobb bizonytalanságot okoz a paleodózis meghatározásában DULLER 1996)

### *A lumineszcens kor kiszámítása*

A lumineszcens kor kiszámítása egy egyszerű képlet alapján történik:

$$\text{kor} = \frac{P}{aD_{\alpha} + D_{\beta} + D_{\gamma} + D_{\epsilon}}$$

P: paleodózis, vagy más néven az ekvivalens dózis (ED, vagy  $D_e$ )

D: a dózisteljesítmény, mely a sugárzás típusának megfelelően összetevőire bontható, így vannak:  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\gamma$ , illetve a kozmikus sugárzásból származó összetevők. Jelölésük sorrendben:  $D_{\alpha}$ ,  $D_{\beta}$ ,  $D_{\gamma}$ ,  $D_{\epsilon}$

a: az  $\alpha$ -sugárzás korrekciós paramétere.

A fenti összefüggésből leolvasható, hogy a kor meghatározásához két összetevő ismeretére van szükség: a paleodózisra [SI-beli mértékegysége a grey (Gy)<sup>1</sup> ], és a radioaktív sugárzásokból számítható éves dózis értékére (SI-beli mértékegysége a Gy/év) (SINGHVI & KRBETSCHEK 1996, AITKEN 1982). A vizsgálatok során megméri a minták által kibocsátott lumineszcens jel nagyságát (a paleodózist), illetve a mintából mérhető radioaktív sugárzás éves dózisteljesítményét, majd a két érték hányadosaként megállapítható a minta lumineszcens kora (WINTLE 1998, PRESCOTT & ROBERTSON 1997, DULLER 1996, BERGER. 1994, AITKEN 1982).

A paleodózis meghatározására kidolgozott módszerek közül, én az additív-, és a regenerációs módszert alkalmaztam (UJHÁZY & NOVOTHNY 2000).

A radiometrikus kormeghatározási módszerek közé tartozó lumineszcens eljárás jelenlegi ismereteink alapján magyarországi területeken csak a 100 000 évnél fiatalabb eolikus üledékek vizsgálatára alkalmas (FRECHEN et al. 1997).

### Az albertirsai feltárás leírása

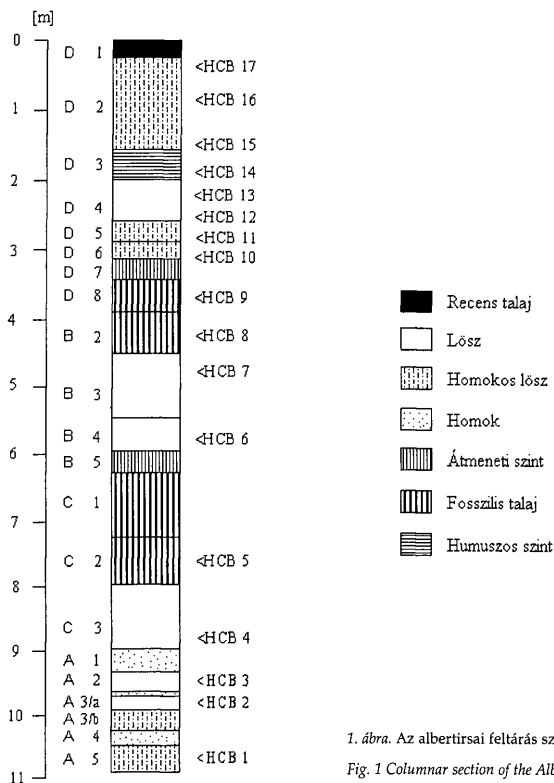
A feltárás a Gödöllői-dombság DK-i részén, Mendétől 23 km-re, a Golyófogó-völgy K-i oldalán található (BALLA 1959). A feltárás anyaga főleg lösz, amibe néhány vékony rétegben homok is települt. Két jól elkülönülő vastag talajréteg és egy humuszzint vonul végig a feltárás egészén. Az egyes rétegek koráról eddig még semmilyen információ nem állt rendelkezésre, de – a későbbiekben beigazolódott – az üledék jellegzetességeit figyelembe vevő – feltételezéseink szerint a feltárás anyaga elég fiatalnak tűnt ahhoz, hogy lumineszcens kormeghatározással vizsgálható legyen.

A feltárás (1. ábra) felső 4 métere a löszfal tetejétől a felső fosszilis talajszintig terjed. Ezen belül – a recens talaj figyelembevételével – 8 szintet lehet elkülöníteni. Ezt a – főleg homokos löszből álló – 4 méteres összletet egy humuszosabb szint osztja ketté. A lumineszcens kormeghatározás szempontjából, ezek a legfiatalabb üledékek szolgáltatják a legmegfelelőbb alapanyagot, ezért összesen 8 mintavételi pont található a feltárás legfelső részében.

A következő 3 méter a löszfal felső eltemetett talajrétegét és a két fosszilis talaj közötti löszköteget foglalja magába. Ezen belül 4 szint különíthető el: egy talaj-, illetve egy mészakumulációs szint, mely alatt egy löszös réteg után az alsó fosszilis talaj felé átmenetet képző zóna található. Kormeghatározásra – a legalsó szint kivételével – minden szintből történt mintavétel.

Ezen összlet alatt az alsó, közel 2 m vastag, krotovinákkal tagolt, eltemetett talajréteg, illetve az az alatt elhelyezkedő több mint másfél méteres löszköteg található. Lumineszcens mérésekre a fosszilis talaj alsó részéből és magából a löszből vett mintákon került sor.

A löszfal legalsó – az alsó fosszilis talaj alatti – , mindössze 2 m vastag része 7 jól elkülöníthető szintből épül fel. A löszrétegek között található 2 homokszint, valamint egy homokos löszsáv. Ebben a legalsó zónában – az üledékek típusából adódóan – mindössze három lumineszcens mintavételi pont lett kijelölve, mindhárom a löszös szintekből.



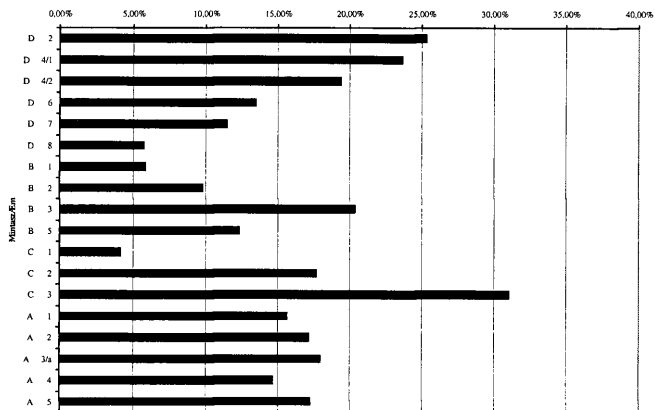
1. ábra. Az albertirsai feltárás szelvénye

Fig. 1 Columnar section of the Albertirsa profile

### Kiegészítő vizsgálatok

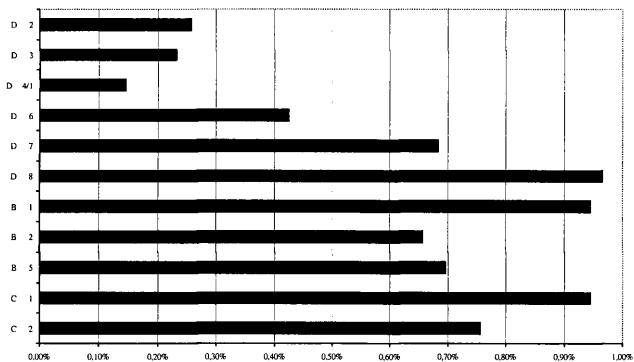
A minták karbonáttartalmát Scheibler-kalciméter segítségével határoztam meg (2. ábra).

A humusztartalom mérését csak a valamilyen mértékig talajosodott rétegekből végeztem el. Megvizsgáltam mindkét eltemetett talajszintet, a fölöttük lévő átmeneti rétegeket, illetve a humuszos szintet (3. ábra). A mérés a Tyurin-módszerrel történt.



2. ábra. A rétegek karbonáttartalma

Fig. 2 Carbonate content of the layers



3. ábra. A rétegek humusztartalma

Fig. 3 Humus content of the layers

A rétegek színét száraz és nedves állapotban a Munsell-skála segítségével határoztam meg (I. táblázat).

### A lumineszcens kormeghatározás eredményei és ezek interpretációja

A szintek korának meghatározására termolumineszcens (TL) és infravörös fénnel stimulált lumineszcens (IRSL) vizsgálatok készültek, mindkettőn belül két eltérő módszert, az additív, illetve a regenerációs módszert is alkalmaztam. Így sok esetben négy, egymástól valamennyire független koradat is rendelkezésemre áll (II. táblázat és 4. ábra). Egy-egy mintán

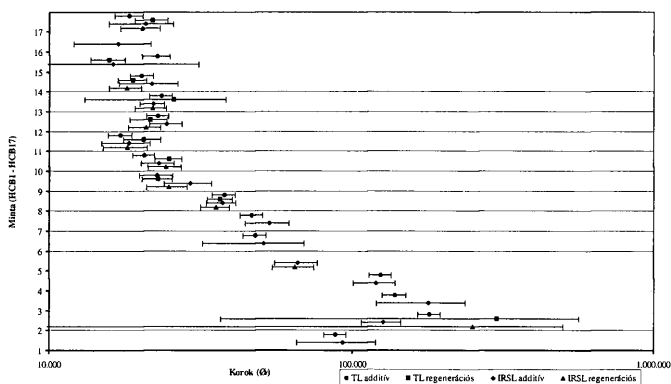
I. táblázat. A rétegek színe (Munsell-skálán)  
Table I The colours of the layers (in Munsell-scale)

		Mintas zám	Szín/száraz	Szín/nedves
HCB D	2	HCB 17-15	2.5Y 7/2	2.5Y 5/4
	3	HCB 14	-----	-----
	4.1	HCB 13	2.5Y 6/2	2.5Y 4/4
	4.2	HCB 12	2.5Y 6/2	2.5Y 5/4
	5	HCB 11	-----	-----
	6	HCB 10	2.5Y 6/2	2.5Y 4/4
	7		10YR 6/3	10YR 4/4
	8		10YR 5/3	10YR 3/3
HCB B	1	HCB 9	2.5Y 5/2	2.5Y 3/2
	2	HCB 8	2.5Y 6/2	2.5Y 4/4
	3	HCB 7	2.5Y 7/2	2.5Y 4/4
	4	HCB 6	-----	-----
	5		10YR 6/3	10YR 3/4
HCB C	1		10YR 4/2	10YR 3/4
	2	HCB 5	10YR 5/2	10YR 3/4
	3	HCB 4	2.5Y 7/2	2.5Y 5/4
HCB A	1		10YR 5/4	2.5Y 4/4
	2	HCB 3	10YR 6/3	2.5Y 4/4
	3/a	HCB 2	10YR 6/3	2.5Y 4/4
	3/b		-----	-----
	4		10YR 6/3	2.5Y 4/4
	5	HCB 1	10YR 6/3	2.5Y 5/4

II. táblázat. A minták TL és IRSL korai  
Table II TL and IRSL ages of the samples

Minta	TL/additív kor (év)	TL/regenerációs kor (év)	IRSL/additív kor (év)	IRSL/regenerációs kor (év)
HCB 17	18348 ± 1958	21797 ± 2718	20685 ± 4927	20160 ± 3034
HCB 16	-----	-----	16794 ± 4763	-----
HCB 15	22595 ± 2376	15679 ± 2039	16192 ± 14899	-----
HCB 14	20122 ± 1760	18806 ± 2027	21716 ± 4788	17941 ± 2192
HCB 13	23381 ± 2047	25629 ± 12599	21898 ± 1990	21752 ± 2614
HCB 12	22758 ± 1936	21451 ± 3032	24357 ± 3068	20742 ± 2542
HCB 11	17161 ± 1557	20441 ± 2878	18193 ± 3294	17994 ± 2985
HCB 10	20493 ± 1726	24859 ± 2536	22934 ± 2867	24183 ± 3051
HCB 9	22666 ± 2893	22781 ± 2605	29109 ± 5157	24710 ± 3823
HCB 8	37777 ± 3230	36640 ± 3558	37122 ± 4161	35432 ± 3865
HCB 7	46622 ± 3948	-----	52998 ± 8686	-----
HCB 6	47686 ± 4198	-----	50650 ± 18536	-----
HCB 5	-----	-----	65931 ± 10675	64631 ± 10208
HCB 4	124483 ± 10492	-----	120031 ± 18990	-----
HCB 3	138706 ± 12375	-----	178844 ± 58398	-----
HCB 2	180704 ± 15167	300723 ± 264000	126487 ± 18660	250508 ± 264646
HCB 1	88032 ± 7412	-----	92809 ± 27368	-----

belül nincs szisztematikus eltérés az additív és regenerációs illetve a TL és IRSL korok között, tehát több adat esetén számolhatunk ezek átlagával. (A TL és IRSL korok hasonlósága arról biztosít, hogy a minták a betemetődést megelőzően



4. ábra. A minták TL és IRSL korai

Fig. 4 TL and IRSL ages of the samples

elegendően hosszú ideig voltak kitéve a napfény hatásának, így a lumineszcens jelek lenullázódása megfelelő mértékű volt.)

#### A feltárás legfelső, 4 m vastag rétegsora

A szelvény felső fosszilis talaj feletti, 4 m vastag homokos lösz rétegsora a lumineszcens korokat tekintve (18–25 ka) egyöntetű, homogén összlet, így ezen időszak alatt magas poranyag felhalmozódási rátát feltételezhetünk. A lösz-összlet a késő-pleniglaciális idején a 2. oxigénizotóp stádium (2b, 2c, 2d) folyamán keletkezhetett. A szelvénynek ez a felső része tartalmazza a vékony, gyengén fejlett humuszos réteget is, mely lumineszcens kora alapján a más magyarországi feltárásokból már leírt  $h_2$  humuszos szintnek felel meg.

#### A felső fosszilis talaj és a két paleotalaj közötti löszrétegek

A löszrétegsor következő 3 m vastag részlete foglalja magában a felső fosszilis talajt. A talaj felső részéből mért lumineszcens korok (23–29 ka) jóval fiatalabbak, mint a talaj alsó feléből származók (35–38 ka)<sup>2</sup>. Ennek a jelentős különbségnek a legvalószínűbb magyarázata, hogy az első ránézésre homogénnek tűnő talaj két talajképződési fázis terméke. Felső része nagy hasonlóságot mutat más európai kulcsfeltárásokban leírt talajok korával [pl: Dolní Vestonice (25,8 ka) FRECHEN et al. 1999], alsó része pedig a Menderől, illetve Basaharcról leírt „Mende Felső” 1 talaj (MF<sub>1</sub>) korával (FRECHEN et al. 1997). Összességében a talaj a nyugat-európai sztratigráfiának megfelelő hengelo és/vagy denekamp interstadiálisok folyamán alakulhatott ki.

A talaj alatti 1,5 m vastag löszösszet már jóval idősebb (47–53 ka), de mind anyagában, mind lumineszcens korait tekintve nagyon homogénnek mondható. Ezalatt az időszak alatt (3. oxigénizotóp stádium) is valószínűleg folyamatos és nagyobb mértékű poranyag felhalmozódás zajlott.

Ha azonban a felső fosszilis talajt és az alatta fekvő löszszinteket egészében vizsgáljuk, akkor megállapítható, hogy ez a közel 3 m vastag részlet nagyobb időszakot ölel fel [30 000 év különbség van a 8. és az 5. minta kora között (36–65 ka)], mint a szelvény legfelső 4 métere. Ez egyben azt is jelenti, hogy valószínűleg nem lehet teljes és ép rétegsornak tekinteni ezt a részletet, számolni kell az eróziós folyamatok – vagy esetleg más tényezők – miatti réteghiánnyal.

#### *Az alsó fosszilis talaj és az alatta fekvő rétegek*

Az alsó fosszilis talaj közel 2 m vastag rétegének csak az alsó feléből történt lumineszcens kormeghatározás, ami azonban meglepő eredménnyel szolgált. A mérések alapján ez a réteg mindössze 65–66 ezer éves, tehát az egész fosszilis talaj elég fiatalnak modható, talán még a 3. oxigénizotóp stádium elején, vagy az 5. oxigénizotóp stádium végén mehetett végbe a talajosodási folyamat.

Az alsó fosszilis talaj szintén párhuzamba állítható más európai szelvényekben található talajokkal [pl: Dolní Vestonice PK II (FRECHEN et al. 1997)]. A talaj bioturbált jellegéből adódóan azonban nem lehet kizárni azt sem, hogy a mintavétel során egy krotovinát is érintettünk (bár a terepen a mintavétel során ezt nem tapasztaltuk), így ennek az anyaga szolgáltatta ezt az elég fiatal kort.

A szelvény legalsó – az alsó fosszilis talaj alatti – része a lumineszcens korok alapján több mint 100 000 éves, így az utolsó előtti glaciális fázis (6. oxigénizotóp stádium) folyamán keletkezett, míg az e fölötti rétegek lumineszcens korok alapján mind az utolsó interglaciális, illetve glaciális időszak alatt alakultak ki.

### **Konklúzió**

Az albertirsai feltárás lumineszcens vizsgálatainak fényében elmondható, hogy a szelvény legfelső részét gyors üledékképződés jellemezte nagyobb mértékű üledékhány nélkül. A felső talaj és az alatta fekvő löszköteg az előbbihez képest, már nagyobb időszakot ölel fel, tehát vagy jelentősen lassúbb volt az üledékképződés, vagy nem teljes a rétegsor, így számolni kell erózió, vagy valamilyen más tényező miatti üledékhiánnyal. Az alsó talaj lumineszcens kora szolgáltatta a legmeglepőbb eredményt, ugyanis nem az utolsó interglaciális időszak talaja, hanem annál jóval fiatalabb. Az alsó talaj és az alatta fekvő löszszint lumineszcens kora között kb. 50–60 000 év különbség van, tehát a szelvény legalsó része, még az utolsó előtti glaciális terméke. Az albertirsai feltárásban megjelenő nagy üledékhány nagy hasonlóságot mutat a FRECHEN et al. (1997) által más magyarországi feltárásokból leírt több mint 60 000 évet átfogó üledékhányokkal. Ebben az időszakban keletkezett az „Mende Felső” 2. (MF<sub>2</sub>) talaj, azonban a többi feltárás esetén (Mende, Basaharc) nem lehet tudni, hogy pontosan melyik stádiumban. Az albertirsai alsó talajról a lumineszcens

vizsgálatok alapján azonban nagy valószínűséggel állítható, hogy az nem az utolsó inetr-glaciális folyamán képződött, tehát annak a terméke hiányzik a feltárásból.

A még most is fennálló bizonytalanságok abból adódnak, hogy – mint minden mérés – ez sem lehet teljes mértékben megbízható és hibátlan, ezért megfelelő körültekintésre van szükség az eredmények interpretációjánál. Az értékelés során felmerült bizonytalanságok tisztázására további vizsgálatok szükségesek. Talajtani, malakológiai vizsgálatok segíthetnek annak a kérdésnek az eldöntésében, hogy az említett talajok pontosabban mikor keletkezhettek. A kérdéses részletek megválaszolásában további lumineszcens mérések is segítenének. Nagy jelentősége lenne továbbá, a környéken található más löszfeltárások részletes vizsgálatának, lumineszcens kormeghatározásának, ami alapján pontosabb következtetéseket lehetne levonni a terület pleisztocén felszínalakulásra vonatkozóan.

#### Lábjegyzetek:

<sup>1</sup> Gy az a sugárdózis, melyet 1 kg anyag elnyel, ha vele állandó intenzitású ionizáló sugárzás útján 1 J energiát közölnek.

<sup>2</sup> Fosszilis talajokból általában nem mérnek lumineszcens korokat, mert a talajok víztartalma magasabb, ezért a paleodózis értéke alacsonyabb lesz mint a löszökben, ami kismértékű kor-alulbecslést eredményez. Azonban néhány kutató a fosszilis talajok alapos mikromorfológiai vizsgálatával kiegészítve lehetségesnek tartja a talajok kormeghatározását is.

### Irodalom – References

- AITKEN M. J. 1982: Fizika és régészet. – Akadémiai Kiadó, Budapest, 256 p.
- BALLA Gy. 1959: A Monor-ceglédberceli löszöshát geomorfológiája. – *Földrajzi Értesítő* **8**, 27–50.
- BERGER, G. W. 1994: Progress in luminescence dating methods for Quaternary sediments. – In: RUTTER, N. W. & CATO, N. R. (Eds): *Dating methods for Quaternary deposits*. 81–101.
- DULLER, G. A. T. 1996: Recent developments in luminescence dating of Quaternary sediments – *Progress in Physical Geography* **20/2**, 27–145.
- FRECHEN, M., HORVÁTH, E. & GÁBRIS, Gy. 1997: Geochronology of middle and upper pleistocene loess sections in Hungary. – *Quaternary Research* **48**, 291–312.
- FRECHEN, M., ZANDER, A., CÍLEK, V. & LOZEK, V. 1999: Loess chronology of the last interglacial/glacial cycle in Bohemia and Moravia, Czech Republic. – *Quaternary Science Reviews* **18/13**, 1467–1493.
- HORVÁTH, E. 2001: Marker horizons in the loesses of the Carpathian Basin – *Quaternary International* **76/77**, 157–163.
- NOVOTHNY Á. & UJHÁZY K. 2000: A termo- és optikai lumineszcens kormeghatározás elméletei alapjai és gyakorlati kérdései a negyedidőszaki kutatásokban. – *Földrajzi Értesítő* **49**, 165–187.
- PRESCOTT, J. R. & ROBERTSON, G. B. 1997: Sediment dating by luminescence: a review. – *Radiation Measurements* **27**, 893–992.
- SINGHVI, A. K. & KRBETSCHKE, M. R. 1996: Luminescence dating: a review and a perspective for arid zone sediments. – *Annals of Arid zone* **35/3**, 249–279.
- WINTLE, A. G. 1998: Luminescence dating: Laboratory procedures and protocols. – *Radiation Measurements* **27/5–6**, 769–817.



## A Pesti-síkság kavicsos üledékeinek szemcseeloszlási vizsgálata

*Grain-size distribution of the gravelly sediments of the Pest Plain, Hungary*

BURJÁN Balázs<sup>1</sup>

(9 ábra)

*Tárgyszavak: Duna, homok, kavics, negyedidőszak, terasz, Pesti-síkság, szedimentológia*  
*Keywords: Danube, sand, gravel, Quaternary, terrace, Pest-plain, sedimentology*

### Abstract

It is an important geomorphological task to separate the gravel sediments of the Danube on the Pest Plain. In the last hundred years several researchers dealt with the division of the terraces on the margin of the sinking Great Plain. (HALAVÁTS 1898, SCHAFARZIK 1918, SÜMEGHY 1952, PÉCSI 1959, JASKÓ & KORDOS 1990). Based on geostatistical researches, the author points out that the gravel terraces, besides the traditional geological-geomorphological methods, might be separated on the basis of the cumulative curve of their grain-size distribution. After examining the cumulative curve of the grain-size distribution of 1114 gravel samples in the Budapest region, it turned out that typical distribution types are connected to the gravelly formations of the Danube.

The modus distribution in the gravel complex of the fifth (V) terrace is different below and above the bentonitic clay separating the gravel body. The upper subunit developed in the Ferihegy, Vecsés area is considerably sandy. It can also be ascertained that the poorly-sorted cobble material of the fourth (IV) terrace partly comes from the fifth terrace. In some places this is beneath the surface. In addition to the material mentioned above pebbles of unknown origin can also be supposed in the terrace IV. The frequency curves of the young Pleistocene II/b and II/a terraces differ from the frequency curves of both. The youngest gravel material of the flood plain, due to its sediment (which is coarser than that of the II/b and II/a terraces) and because of the fact that it is well-sorted, might be separated from all of the examined distribution types. The researches above on the grain-size distribution might help in exploring the nature of the evolution of the area.

### Összefoglalás

A Pesti-síkságon a Duna kavicsos üledékeinek szétválasztása fontos geomorfológiai feladat. A teraszképződmények tagolásával a süllyedő Alföld peremén számos kutató foglalkozott az elmúlt száz évben (HALAVÁTS 1898, SCHAFARZIK 1918, SÜMEGHY 1952, PÉCSI 1959, JASKÓ & KORDOS 1990). Geostatistikai alapú vizsgálatai során a szerző megállapítja, hogy a kavicsteraszkok elkülöníthetők egymástól az eddigi hagyományosnak számító geológiai-geomorfológiai módszerek mellett szemcseeloszlási összeggörbe-típusaik alapján is. 1114 db Budapest környéki kavicsos minta szemcseeloszlási összeggörbéjének helyi maximumai (modusz) gyakoriságát vizsgálva kitűnt, hogy a dunai törmelékes képződményekhez jellegzetes eloszlástípusok kapcsolódnak.

Az V. terasz esetében a vizsgálatok alapján eltérő a modulusok eloszlása a kavicsanyagot két részre osztó bentonitos agyag alatti kavicsos komplexumban és a Ferihegy, Vecsés körzetében a bentonit felett előforduló erősen homokos üledékek esetében. Megállapítható, hogy a IV. terasz nagyon rosszul osztályozott görgetes anyag részben a helyenként alatta fekvő V. terasz anyagából származik, de eltérő eredetű kavicsanyag hozzákeveredése is feltételezhető. Mindkét terasz gyakorisági görbéitől egyaránt különbözik a fiatal pleisztocén II/b és II/a teraszok görbéje. A legfiatalabb ártéri kavicsanyag nagyon jó osztályozottsága és a II/b és II/a teraszok anyagánál durvább üledékei miatt az összes eddigi

<sup>1</sup> SzTE TTK – Természeti Földrajzi Tanszék, 6701 Szeged, Egyetem u. 2. Pf. 653.  
e-mail: burjanb@freemail.hu



A medenceperemek és völgyoldalak kavicsos teraszképződményeinek az alföldi rétegsorban való követését, azonosítását a nagyfokú beépítettség mellett a főváros körzetében az is nehezíti, hogy a különböző kavicsos képződmények sokszor közel azonos tengerszintfeletti magasságban fordulnak elő (Ferihegy és Pestszentlőrinc), máshol pedig a fiatalabb dunai hordalékok az idősebbekre ráakodva fordulnak elő (Pesti-síkság déli része) (PÉCSI 1959).

Az itteni üledékek keletkezési körülményeinek megismerése során döntő szerepe van a földtani anyagvizsgálatoknak. Az alább ismertetésre kerülő vizsgálatok a kavicsos képződmények szemcseeloszlásának statisztikus paraméterekkel történő leírását célozták, arra a kérdésre keresve választ, hogy a főváros környéki kavicstestek elkülöníthetőek-e szemcseeloszlási vizsgálatok segítségével, illetve megfordítva a kérdést, rendelhetők-e jellegzetes szemcseeloszlási görbétípusok a különböző kavicsteraszokhoz?

### A képződmények kutatástörténetének rövid összefoglalása

A magyar geológusok érdeklődését már a múlt században felkeltették a főváros keleti határában található, HALAVÁTS (1898) nyomán „Mastodon kavics”-nak, „levantei kavics”-nak nevezett, a későbbi geomorfológiai publikációkban V. teraszként ismertetett kavicstest (PÉCSI 1959) és CHOLNOKY (1910) „városi” és „fellegvári” teraszainak rétegtani helyzete, kőzettani tulajdonságai. SCHAFARZIK a „Mastodon kavics” vonatkozásában kiemeli, hogy: „diókavicsnak nevezhető, amelyben csak kivételesen akad ököl, sőt fejnagyságú is [...] még bőségesen homokot is látunk a kavics között, vele vegyesen előfordulva, vagy önállóan rétegekben is, hosszúra kinyújtott lencsákat alkotva, amelyek néha folyami rézsútos rétegzést is mutatnak.” A fellegvári terasz kapcsán megjegyzi: „Feltűnő szemeinek nagysága, amely átlag az alsó kavicsét tetemesen felülmúlja. Rendesen ökölnagyságúak az egyes, többnyire szintén laposra koptatott kavicsdarabok, de sokaknak a méretei még ennél is nagyobbak” (SCHAFARZIK 1918).

BÓDI (1938) a budapesti miocén, levantei és pleisztocén üledékek petrográfiai elemzését adja. Főképpen ásvány-kőzettani céllal, de üledékföldtani sajátosságokat is elemezve, azért, hogy a levantei kavicstakarók delta eredetéről vallott korabeli felfogást adatokkal támassza alá. Megállapítja, hogy a levanteibe sorolt képződmények (Pestszentlőrinc, Rákoskeresztúr, Cinkota, Kistarcsa) esetében: „A szemnagyság eloszlásának két élesen elkülönülő maximuma előbbi megfontolásainkat bizonyító erővel támasztja alá.” Állásfoglalása a fenti kavicsok esetében alapvetően helyes, mert azokat a későbbi vizsgálatok valóban döntően kétmaximumos szemcseeloszlásúnak állapították meg. BÓDI táblázatos formában közölt adatai és az ebből készült diagramok alapján a 8–32 mm közötti szemcseátmérőnél jelentkező maximum mellett nem azonosítható – meg sem jelenik – az általa leírt másik, „élesen elkülönülő” maximum. Saját megfigyeléseim alapján az a kavicsnál finomabb üledékben jelentkezik, ő pedig a 2 mm-nél kisebb szemcséket figyelembe sem vette. Nyilvánvaló a delta-hipotézis igazolására sem szolgálhat az, ha egy üledékben két lokális maximum található a szemcseeloszlás tekintetében.

STRAUSZ (1952) kifejezetten tagadja a kavicsok genetikájának megállapítását illetően a szemcseeloszlási görbék használhatóságát: „csak a legkritikábban sikerült valóban meggyőző következtetéseket vonni a szemnagyság arányából a kavicsok eredetére vagy szállítási irányára”.

Duna-terasz kavicsok görgetettségi vizsgálatairól szóló cikkében PÉCSINÉ DONÁTH (1958) érintőlegesen szemcseeloszlási kérdésekkel is foglalkozik. Megállapítja, hogy a dunaszentmiklósi öreg-hegyi édesvízi mészkő alatt települő VII. teraszhoz sorolt pliocén üledék szemcseeloszlási görbéje elválik a dunaalmási kőpите-hegyi szintén édesvízi mészkő alatt települő VI. terasznak besorolt pleisztocén teraszanyag görbájától. Szerinte „ez újabb lehetőséget nyújt a pliocén teraszoknak a pleisztocén teraszoktól való elkülönítésére”.

A geomorfológus kutatók közül PÉCSI foglalkozott a legrészletesebben a Budapest környéki fiatal kavicsok vizsgálatával. Görgetettség vizsgálatok mellett kőzettani alapon is elkülönítette az V. terasz kavicsösszetétét az – azt helyenként elfedő, feltehetően egy generációval fiatalabb, tőle nyugatabbra és alacsonyabb morfológiai helyzetben található – általa IV. terasznak nevezett üledékcsoporttól. Az előbbi uralkodóan 20–40 mm átmérőjű, jól osztályozott apró- és középszemű kavicsok alkotják, az utóbbi görgetegeket is tartalmazó, osztályozatlan (10–400 m) kavicslerakódás. A „Mastodon kavics” kapcsán kiemeli, hogy a kavicsrétegek gyakran homok- vagy homokos kavicsrétegekkel váltakoznak (PÉCSI 1959). Megállapítja, hogy Délegyháza–Áporka–Kiskunlacháza–Bugyi közötti területen közel a felszínhez összefüggő kavicsmező húzódik, amelynek felső szintje apró és közepes szemcsenagyságú, míg alsó 2–3 méter vastag szintjében egészen durva, 0,5–1 méter átmérőjű, változatos összetételű görgetegek is előfordulnak, egyébként is sok a 100–150 mm átmérőjű, dominánsan kvarc anyagú kavics. „Ennek a kavicsrétegnek az anyaga sokban hasonlít a Budapest környéki IV. sz. terasz kavics anyagához. A felső krioturbált szint azonban fiatalabb, annak átdolgozott, átmosott újpleisztocénvégi anyaga lehet” (PÉCSI 1959).

A geológus szakmai körök álláspontjának kialakításában meghatározó fontosságú a hetvenes években készített Budapest Építésföldtani Térképsorozata 1:10 000 (SZABÓNÉ DRUBINA 1981). Ez a területet érintő szerkezetkutató-, nyersanyagkutató-, hidrológiai- és kifejezetten építésföldtani térképező fúrások adatainak felhasználásával 28 térképszelvényen a legrészletesebb összefoglalóját adja Budapest felszínközeli geológiai viszonyainak, valamint pótolhatatlan és igen részletes információtömeget biztosít a későbbi kutatások számára petrográfiai tekintetben. A térképlapok térképező fúrásainak felvételében a MÁFI, az ELTE és a BME munkatársai vettek részt, de a feldolgozás során alapvető kérdésekben még a geológusok között sem alakult ki mindig egységes álláspont.

Legutóbb JASKÓ & KORDOS (1990) a Pesti-síkság déli részének kavicslerakódásait harántoló fúrások adatai és a gerinces fauna alapján, a Budapest környéki fiatal homokos-kavicsos képződményekre a „Pestvidéki Kavics Formáció” elnevezést javasolva, azokat három tagozatba osztotta. Az így felállított Gödöllői, Pestlőrinci, Csepeli Tagozatok települési viszonyait bemutató ábráik az eddigi teraszmorfológiai eredményekkel nehezen egyeztethetők össze.

### A vizsgálatoknál alkalmazott módszer leírása

Az üledékes kőzetek vizsgálatának egyik módja, amikor szemcseeloszlási görbéket hasonlítanak össze abból a célból, hogy az ülepítő közeg átlagos mozgási energiájára, az ülepedési környezetre következtetni lehessen. Az ilyen típusú anyagvizsgálatoknál a figyelem újabban a modulusra (a gyakorisági görbe azon pontja, ahol annak helyi maximuma van) irányul, amely az ülepítő közeg átlagos mozgási energiájára utaló statisztikai paraméter. Egy eloszlásnak több modulusa is lehet, mint ahogyan a természetes üledékek több modális populációból tevődhetnek össze (BALOGH 1991). Elsőként az egyes szemcseintervallumokhoz tartozó súlyszázalékos értékek alapján elkülönítettem az adott görbe modulusait. 1114 minta feldolgozása után, a modulusok gyakorisági eloszlásának ábrázolása segítségével, a terület rétegtani és morfológiai viszonyainak figyelembe vételével jellegzetes görbék alapján genetikai csoportok voltak megrajzolhatók. A szemcseeloszlási adatokat a Budapest Építésföldtani Térkép-sorozata térképlapjainak az Országos Földtani és Geofizikai Adattárban megtalálható alapadat-gyűjteményei, másrészt a Földmérő és Talajmechanikai Vizsgáló Vállalat kavicskutatói célú fúrásainak ugyancsak itt fellelhető dokumentációi tartalmazták. A szemcsetartományok megnevezése a Wentworth-féle (1922) kategórianevek alapján történt (BALOGH 1991).

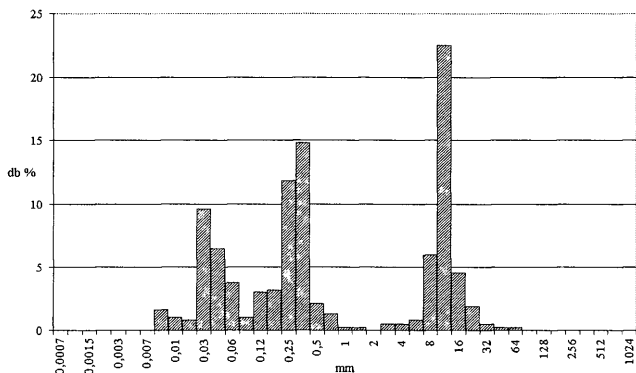
### A vizsgálatok eredményeinek összefoglalása

A Pesti-síkság északkeleti pereménél, dél felé szélesedő pásztában agyagos-homokos pannóniai üledékekre idős kavicsképződmény települ. Az V. számú terasz kavicsteste a fekvő mélyebbre kerülésével párhuzamosan dél felé vastagszik, negyedidőszaki üledékekkel fedve húzódik tovább az Alföld süllyedéke felé. Nyugat felé határa tisztázatlan, kelet felé vékonyodik és idősebb képződményekkel érintkezik. A legtöbbször egységes genetikájának tekintett kavicsképződmény eltérő szemcseeloszlású üledékcsoportokra tagolható (2. ábra).

A Szilas-pataktól északra lévő, morfológiailag magasabban, rétegtanilag mélyebben fekvő Kistarcsa, Mogyoród környéki üledékek durvább összetevői döntően 12–16 mm közötti nagyon jól osztályozott aprószemcsés kavicsból állnak, a finomszemű és a durvaszemcsés kavics teljesen hiányzik. A görbének még két maximuma van: az egyik a középszemcsés homoknál jelentkezik, a másik a durva aleurit-finomszemcsés homok esetében valószínűleg a fekvőből átmosott gödöllői homok uralkodó szemcsetartományával azonosítható.

A Kistarcsa és Mogyoród környéki kavicsbányákban a vízszintesen rétegzett, vagy rétegzetlen kavicsok mélyebb fekvő képződményeiben sajátosan ferde-rétegzett homokos-kavicsos üledékek figyelhetők meg. Pécsi megállapításai szerint ezek idős deltaképződmények (Pécsi 1991). Sajnos bizonytalan, hogy egy-egy fúráson belül melyik minta jelzi a hordalékkúp-kavicsot és melyik a fekvő keresztarétegzett képződményeket, mert ezek egymástól biztosan csak a feltárásokban különíthetők el. Emiatt az alsó üledéktest elterjedése nem ismert.

A kavicsok közvetlen fedőjében, dél felé egyre vastagodva és részben közberétegződően, mészkonkréciós bentonitos agyag található. A felszíni



2. ábra. Kavicsos üledékek modulusainak százalékos eloszlása Mogyoród, Kerepestarcsa környékén (V. terasz északi része). A vízszintes tengelyen a modulusok értéke, a függőleges tengelyen az adott moduluszhoz tartozó százalékos gyakoriság olvasható le (összesen 100%)

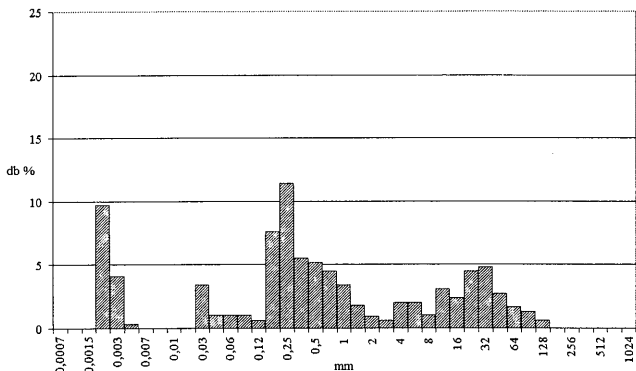
Fig. 2 Percentage distribution of the moduli of gravel sediments on the Mogyoród, Kerepestarcsa area (northern part of the terrace V). On the horizontal axis the values of the modulus, while on the vertical axis one can read the percentage distribution of a given modulus (100 percent in all)

kibúvásban ritkán látható, zöldesszürke színű, képlékeny, „zsíros vagy kövér agyag” NEMECZ (1973) vizsgálatai alapján Na-montmorillonitot tartalmaz. Ez savanyú plagioklászok édesvízi mállása során keletkezik úgy, hogy szárazulati állóvízbe hidrolízisre alkalmas kiindulási anyagok (ásványok) kerülnek, például tufahullás, vagy folyóvíz által hozott tufa, állóvízben való leülepedése során.

A Szilas-pataktól délre a bentonitos agyaggal fedett alsó kavics szintben Rákossaba, Rákosliget, Ferihegy, Pestszentlőrinc térségében a feltételezettől eltérő eloszlást tapasztalhatunk (3. ábra).

Az északabbra fekvő területekhez képest a kavicsok mérete határozottan nő, az üledék osztályozottsága romlik. Az aprókavicsok aránya visszaesik ugyan, de a domináns kavicsméret a 24–48 mm intervallumra tevődik át, sőt 100 mm körüli durvaszemcsés kavics – leginkább andezit – sem ritka. A Szilas-pataktól északra lévő mintákhoz hasonlóan a második maximum a közép- és finomszemcsés homoknál jelentkezik, de feltűnő a durvaszemcsés homok (0,5–2 mm) aránya. Az agyagnak a csekély jelenléte a minták egy részénél nyilván a felső bentonitos anyag bemosódásával magyarázható. Elgondolkodtató, hogy a délebbi területek anyagának homoknál és a kavicsnál egyaránt jelentkező méretnövekedése nehezen egyeztethető össze azzal a szabályszerűséggel, hogy egy egységes genetikájú hordalékkúp proximális részétől „kifelé” haladva az átlagos szemcseméret csökken.

Ferihegynél a bentonitos agyagokra kavicsos homok települ, majd ettől délre Ferihegy, Vecsés körzetében a bentonitos és a durvatörmeléken üledékek sűrűn váltakoznak, az üledékek „szétseprűződnek” (MOLNÁR 1995). A morfológiai alapon szintén az V. teraszhoz sorolt kavicsok modulusainak osztályozottsága



3. ábra. Kavicsos üledékek modulusainak százalékos eloszlása Rákosliget, Pestszentlőrinc környékén (V. terasz déli része)

Fig. 3 Percentage distribution of the moduli of gravel sediments on the Rákosliget, Pestszentlőrinc area (southern part of the terrace V.)

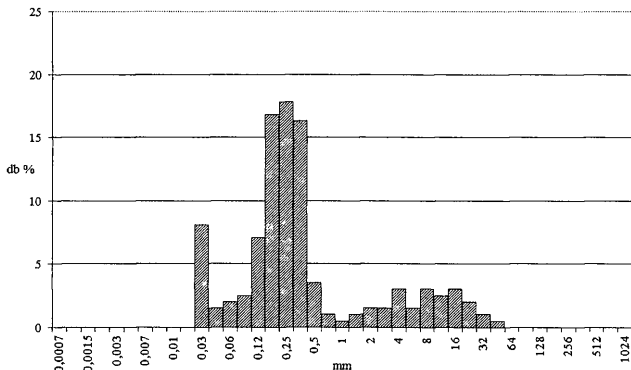
hasonlóan a bentonittal fedett kavicsösszletéhez rossz, annál kissé finomabbak a kavicsok (a domináns szemcsenagyság 8–22 mm), a durvaszemcsés kavics teljesen hiányzik (4. ábra).

A mintákban szembeszökő a finom- és közepszemcsés homok mennyisége, a durvaszemcsés homok teljes hiányával. A homokrétegek oldalirányban 20–60 méteren át követhetők, különösen a finomabb szeműek lencsések, gyakran keresztarétegzettek.

A Szilas-pataktól délre lévő bentonit alatti és feletti kavicsok azonos teraszba tartozása nem látszik kétségesnek, a különbség talán azzal magyarázható, hogy a durvább hordalék intenzívebb lerakódása miatt, hosszabb szállítás után a homokfrakció a kavicsok rovására erősen megnőhet. Ugyanakkor megfontolandó, hogy a bentonit feletti erősen homokos üledékek nem keletkezhetek-e áthalmazással az idősebb északabbi kavicsokból, ha elfogadjuk, hogy a Szilas-patak egészen a felső-pleisztocén előfordulásokig a Dunával párhuzamosan észak–déli irányban futott Vecsés irányába (SCHARÉK 1974).

Az alsó-pleisztocén IV. terasz üledékei a vizsgált képződmények között a legosztályozatlanabbak, éppen emiatt a szomszédos kavicsképződményektől jól elkülöníthetők (5. ábra).

Ez a kavicsostész északon Csömörnél jelentkezik először, majd fokozatosan egyre alacsonyodva Árpádföld, Sashalom, Mátyásföld, Kőbánya, Pestszentlőrinc, Pestszentimre, Gyál, illetve Rákoskeresztúr, Vecsés vonalában kisebb kavics-takaró-foszlányok formájában található meg. Jelentős százalékban előfordulnak benne 100 mm-nél is nagyobb görgetegek és ártéri aleuritok is. Anyaga részben az alatta fekvő „Mastodon kavics”-ból származhat, mert az V. terasz Szilas-



4. ábra. Kavicsos üledékek modulusainak százalékos eloszlása Ferihegy környékén (V. terasz déli része)

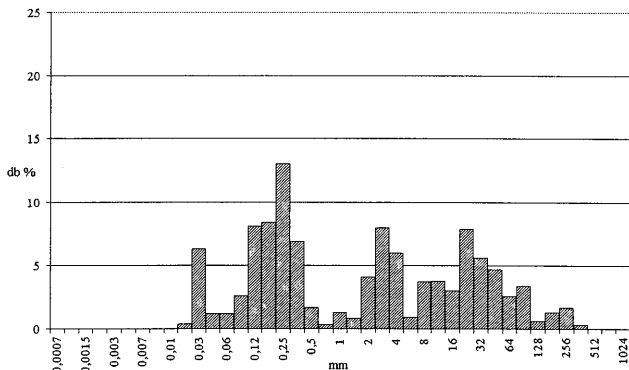
Fig. 4 Percentage distribution of the moduli of gravel sediments on the Ferihegy area (southern part of the terrace V.)

pataktól délre lévő anyagához hasonlóan a kavicsok domináns szemcsemérete 24–48 mm. A minták közép- és finomszemcsés homok tartalma nagy. A kavicsok modális gyakoriságában azonban lényeges eltérés tapasztalható abban, hogy változatos anyagú, nem ritkán méteres görgetegek is vannak ebben a szintben és egyedül ennek a terasznak az üledékei közt fordul elő jelentős arányban finomszemcsés kavics. Így a kavicsanyag szemcseeloszlási tulajdonságai alapján vitatható az az álláspont, miszerint a IV. teraszhoz tartozó üledéktömeg kizárólag az V. terasz anyagából a Gödöllői-dombság pereméről lefutó vizek által áthalmazott eredetű lenne (SZABÓNÉ DRUBINA 1981). A szemcseeloszlási görbék elemzése után valószínű, hogy a IV. terasz anyaga jelentős részben az V. terasz anyagából mosódhatott át, de a finomszemcsés és az igen durva kavicsok és görgetegek jelenléte indokoltá teszi, hogy itt más lepusztulási területről származó kavicsanyag hozzákeveredését sem lehessen kizárni.

A morfológiai irodalomban III. teraszként jelölt középső-pleisztocén teraszról nem állt rendelkezésre kiértékelhető minta, mert a térképezés során Budapest belterületén sok helyről sziklateraszként írták le, a délebbi területek bizonytalan hovatartozású mintáiból pedig nem gyűlt össze kiértékelésre alkalmas mennyiségű adat.

A Duna bal partján, Budapest területén néhány km széles, 25 km hosszú sávban felső-pleisztocén teraszok húzódnak dél felé egészen Gyálig (1. ábra), ahol a teraszintek a jelenkori ártér felé elvégződnek. Nagyfokú a hasonlóság a fenti II/a és II/b teraszok kavicsanyaga közt a modulusok százalékos eloszlása tekintetében. (6–7. ábra).





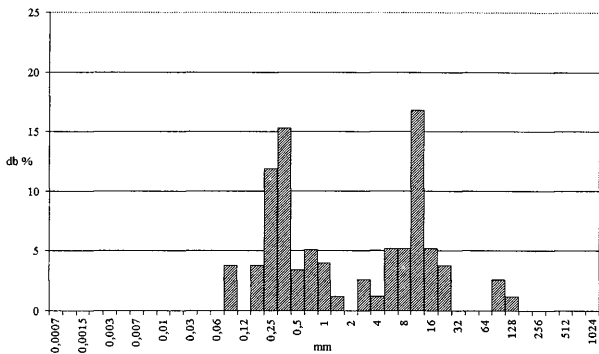
5. ábra. Kavicsos üledékek modulusainak százalékos eloszlása Pestszentőrincc, Rákoskeresztúr, Pestszentimre környékén (IV. terasz)

Fig. 5 Percentage distribution of the moduli of gravel sediments on the Pestszentőrincc, Rákoskeresztúr, Pestszentimre area (terrace IV)

A két teraszanyag görbéje jó osztályozottságra utaló kétmaximumos lefutású. A kavicsanyag uralkodóan 12–16 mm-es aprószemcsés kavics, az eltérés abban mutatkozik, hogy a II/b terasz anyaga némileg durvább, a kavicsanyag nagyobb százalékos részesedése okán. Az alsóbb helyzetű felső-pleisztocén üledéktestre (II/b terasz) főként a közép- és durvahomokok a jellemzőek, a magasabb felső-pleisztocén terasz (II/a terasz) esetében pedig a finomszemcsés homok is jelentős arányú. Anyaguk a modulusok elhelyezkedése alapján is – egyéb indokok mellett – a többi üledékcsoporttól elválasztható, egymáshoz való igen nagy hasonlóságuk pedig feltételezhetően azonos genetikára utal.

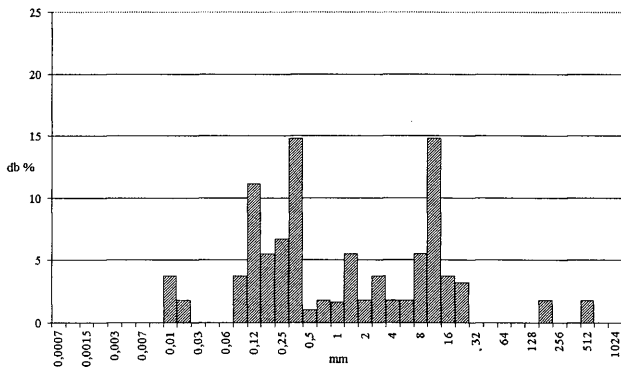
Vizsgálataim alapján külön csoportot képez a Pesti-síkság Budapesttől délre lévő ártéri szintjeinek kavicsanyaga. A Duna mai ártére változó szélességben kíséri a jelenkori medret: ide tartozik a pesti belváros a Vasas-pálya, Városliget, Teleki-tér, Klinikák, Gubacsi-út vonaláig, valamint a Csepel-sziget is. Az ártér Dunaharaszttól keletre Alsónémedi, Ócsa vonaláig 20–25 km-re szélesedik (MOLNÁR 1995) (8–9. ábra).

Aljzatát Budapest területén felső-oligocén és szarmata rétegek, Budafoktól délre agyagos-homokos pannóniai üledékek alkotják. Ez az üledéktömeg azután keletkezett, hogy a Duna futása észak-déltre változott, amikor nyugat felé lecsúszva saját hordalékkúpjáról a mai Duna-völgy keleti peremére szorult. Ennek pontos idejéről az álláspontok eltérőek: teraszmorfológiai alapon BULLA (1941), PÉCSI (1959), ERDÉLYI (1967) és mások szerint a Duna jelenlegi völgyét az utolsó interglaciális óta alakítja, KRIVÁN (1960) szerint az ártéri kavicsos összetétel a Würm<sub>2-3</sub> interstadiálisban, MOLNÁR (1995) szerint a késő-glaciálisban, SÜMEGHY (1953) szerint az óholocénban rakódott le.



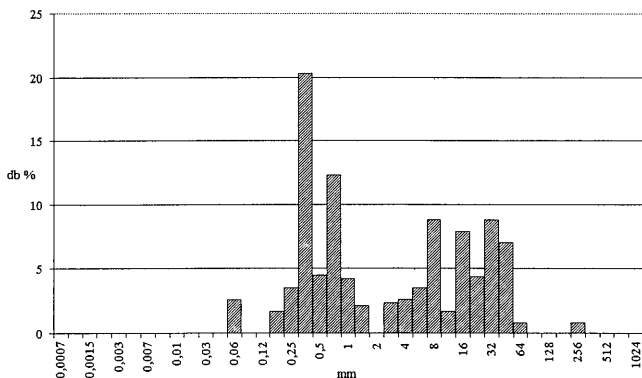
6. ábra. Kavicsos üledékek moduluszainak százalékos eloszlása Pestszenterzsébet, Kőbánya, Soroksár környékén (II/b terasz)

Fig. 6 Percentage distribution of the moduli of gravel sediments on the Pestszenterzsébet, Kőbánya, Soroksár area (terrace II/b)



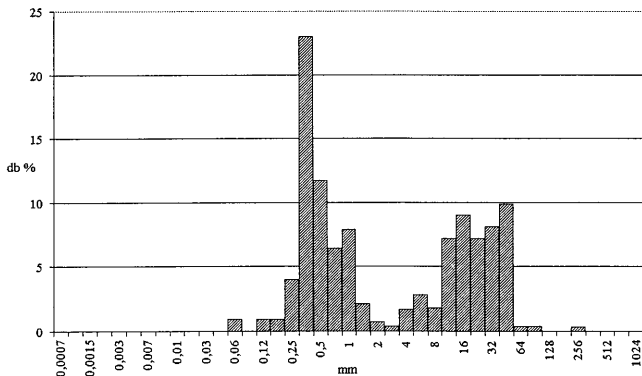
7. ábra. Kavicsos üledékek moduluszainak százalékos eloszlása Pestszenterzsébet, Kőbánya, Soroksár környékén (II/a terasz)

Fig. 7 Percentage distribution of the moduli of gravel sediments on the Pestszenterzsébet, Kőbánya, Soroksár area (II/a terrace)



8. ábra. Kavicsos üledékek moduluszainak százalékos eloszlása Taksony, Délegyháza, Bugyi környékén

Fig. 8 Percentage distribution of the moduli of gravel sediments on the Taksony, Délegyháza, Bugyi area



9. ábra. Kavicsos üledékek moduluszainak százalékos eloszlása Alsónémedi és Ócsa környékén

Fig. 9 Percentage distribution of the moduli of gravel sediments on the Alsónémedi and Ócsa area

A kavicsanyag moduluszainak szemcseeloszlási görbéje nagymértékben hasonlít a pleisztocén végi teraszokhoz, az árterek kavicsanyaga a késő-pleisztocén korú üledékekhez hasonlóan igen jól osztályozott, jellegzetesen kiugró két maximuma van. A görbe egyik maximuma a „városi” teraszokkal egyezően a középszemcsés homoknál (0,4 mm) van, a másik viszont azoknál durvább anyagot jelez. Ez az

aprószemcsés kavics felső határánál jelentkezik, 16–64 mm-ig terjed a kavicsok uralkodó szemcsenagysága.

A korai szerzőktől napjainkig több kutató időről időre felvetette, hogy a fiatal lerakódásokkal azonos morfológiai szintben, vagy azok alatt sokkal idősebb kavicsstakarók is jelen lehetnek (HALAVÁTS (1895, 1898), SCHAFARZIK (1918), PÁVAI VAJNA (1937–38), SZENTES (1949, 1958), SÜMEGHY (1952), RÓNAI (1959), MOLDVAY (in: JÁMBOR et al. 1966), JÁNOSSY & VÖRÖS (1979), JASKÓ & KORDOS (1990), VÖRÖS (1991), PÉCSI (1995)). A Dunaharaszti–Dabas–Kiskunlacháza alkotta háromszögben a kavicskutató fúrások dokumentációi alapján elvégzett szemcseeloszlási vizsgálati eredmények azt a feltételezést, hogy a fenti területen a fiatalabb fedőüledékek alatt idősebb kavicsfoltok is megtalálhatók, nem erősítették meg.

### Összefoglalás

Mindezek alapján megállapítható, hogy a különböző dunai törmelékes övezetekhez jellegzetes szemcseeloszlási görbék tartoznak. A legidősebb dunai teraszképződmény, az ún. V. számú terasz esetében a modulusok gyakoriságai alapján legalább két eltérő üledékcsoport mutatható ki. A legtöbbször egységes genetikájúnak feltételezett kavicsstest szemcseeloszlási modulusaiból képzett görbék eltérő lefutásúak a bentonittal fedett és a bentonitot fedő kavicsos képződményekben, ami a két – bentonittal elválasztott – kavicsstest eltérő képződési körülményeit igazolhatja. A hordalékkúp-kavicsok fekvő képződményeiben található, kereszttrétegzett homokos-kavicsos üledékek genetikája bizonytalan. Elgondolkodtató viszont, hogy lehet-e összefüggés aközött, hogy ezek a feltételezeten delta lerakódások a Szilas-pataktól északra lévő bányákban figyelhetők meg, valamint, hogy a szóban forgó területnek a szemcseeloszlási modulusból képzett görbéje eltér az alsó kavicsstest délebbi területeinek görbájától.

Az V. terasztól a fenti pontos geostatistikai módszerekkel is világosan elválasztható fiatalabb, pleisztocén terasz- és ártéri szintek esetében – a pleisztocén eleji IV. teraszt kivéve – hasonló üledékcsoportok fordulnak elő. A Pesti-síkság déli részén a kavicsminták modulusainak eloszlása a fiatal pleisztocén „városi” teraszanyagok kavicsanyagának eloszlásától is eltérőnek mutatkozott.

### Köszönetnyilvánítás

Köszönettel tartozom GYURICZA Györgynek és MEZŐSI Gábornak, akik munkámat mindvégig hasznos tanácsaikkal segítették, észrevételeikkel továbbgondolkodásra serkentettek. A kézirat lektorálásáért PÉCSI Mártont és JÁMBOR Áront illeti köszönet.

### Irodalom – References

- BALOGH K. 1991: Szedimentológia I. kötet – Akadémiai Kiadó, Bp. 546 p.  
BÓDI B. 1938: A Budapest környéki harmadkori kavicsok közettani vizsgálata, különös tekintettel a levantei kavicsképződményekre. – *Földtani Közlöny* 68, 180–207.

- BULLA B. 1941: A Magyar medence pliocén és pleisztocén teraszai. – *Földrajzi Közlemények* **69**, 199–230.
- CHOLNOKY J. 1910: Az Alföld felszíne. – *Földrajzi Közlemények* **38**, 413–436.
- ERDÉLYI M. 1967: A Duna–Tisza közének vízföldtana. – *Hidrológiai Közöny* **47**, 331–340, 357–365.
- HALAVÁTS Gy. 1895: Az Alföld Duna–Tisza közötti részének földtani viszonyai. – *MÁFI Évkönyve* **11**, 102–174.
- HALAVÁTS Gy. 1898: A Budapest vidéki kavicsok kora. – *Földtani Közöny* **28**, 291–299.
- JASKÓ S. & KORDOS L. 1990: A Budapest-Adony-Örkény közötti terület kavics formációja. – *MÁFI Évi Jelentése 1988-ról*, 153–167.
- JÁMBOR Á., MOLDVAY L. & RÓNAI A. 1966: Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához. Budapest, L–34–II. – *MÁFI kiadvány* 159–164.
- JÁNOSY, D. & VÖRÖS, I. 1979: Streufunde aus dem Pleistozän Ungarns. – *Fragmenta Min. et Pal.* 21–60.
- KRIVÁN P. 1960: A Duna ártéri színőinek kronológiája. – *MÁFI Évi Jelentése 1960-ról*, 56–71.
- MOLNÁR P. 1995: Dunai terasz-fejlődési modell. – *Kézirat*, MÁFI Adattár, 14 p.
- PÁVAI VAJNA F. 1937–38: Az 1936. évi Budapest környéki kiegészítő geológiai felvételi jelentésem. – *MÁFI Évi Jelentése 1936–38-ról*, 399–438.
- PÉCSI M. 1959: A magyarországi Dunavölgy kialakulása és felszínalaklata. – *Akadémiai kiadó*, Budapest 345 p.
- PÉCSI M. 1991: Folyóteraszok deformációi és tektonikus törések. – In: Pécsi M. (szerk): *Geomorfológia és domborzatminősítés*, MTA FKI Elmélet-Módszer-Gyakorlat 53. Budapest 48–57.
- PÉCSI, M. 1995: The development of the Hungarian upland section of the Danube valley. – In: Pécsi M., SCHWEITZER F. & KIS É. (eds): *Exkursionsführer von Transdanubien anlässlich der Mitteleuropäischen Geomorphologentagung 16–18. Juli 1994*. MTA FKI kiadványa, 35–37.
- PÉCSI, M. 1996: Geomorphological regions of Hungary. – *Geographical Research Institute Hungarian Academy of Sciences*, Bp. 121 p.
- PÉCSINÉ DONÁTH É. 1958: Duna-terasz kavicsok görgetettségi vizsgálata. – *Földtani Közöny* **88**, 57–75.
- RÓNAI A. 1959: Az Ócsa-Bugyi-Majosháza környékén végzett síkvidéki térképezés. – *MÁFI Évi Jelentése 1955–56-ról*, 299–316.
- SCHAFARZIK F. 1918: A budapesti Duna paleohydrográfiája. – *Földtani Közöny* **48**, 184–200.
- SCHAREK P. 1974: Magyarázó a Budapest Építésföldtani Térképsorozata 1:10 000, Nagytarcsa térképlapjához. – *Kézirat*, MÁFI Adattár, 1049 p.
- STRAUSZ L. 1952: Kavicsstanulmányok a Dunántúl középső részéről. – *Földtani Közöny* **82**, 119–136.
- SÜMEGHY J. 1952: Földtani adatok a Duna–Tisza köze északi részéről. – *MÁFI Évi Jelentése 1948-ról*, 85–99.
- SÜMEGHY J. 1953: A Duna–Tisza közének földtani vázlata. – *MÁFI Évi Jelentése 1950-ról*, 233–264.
- SZABÓNÉ DRUBINA M. 1981: Budapest Építésföldtani Térképsorozata 1:10 000 Geológiai magyarázó. – *Kézirat*, MÁFI Adattár 195–317.
- SZENTES F. 1949: Összefoglaló jelentés az 1948–49. évi pestkörnyéki felvételekről. – *MÁFI Évi Jelentése 1948-ról*, 11–16.
- SZENTES F. 1958: Budapest és környékének földtani térképe. – In: Pécsi M., MAROSI S. & SZILÁRD J. (szerk): *Budapest természeti képe*. Akadémiai kiadó, Budapest, 744 p.
- VÖRÖS I. 1991: A magyarországi fosszilis Elefantidák biosztratigráfiája. – *Kézirat*, 19 p.



# A dunavarsányi garmadabucka fejlődéstörténete radiometrikus kormeghatározások alapján

*The evolution of the Dunavarsány sand dune  
according to radiometric dating results*

UJHÁZY Kolos<sup>1</sup>

(6 ábra)

*Tárgyszavak: radiometrikus kormeghatározás, termo- és optikai lumineszcencia, homokmozgási és  
talajképződési időszakok*

*Keywords: radiometric dating, thermal and optical luminescence, sand-blowing and soil forming period*

## Abstract

The Late Glacial and the Early Holocene climatic oscillations in Hungary are characterised. Aeolian sand formations and intercalated soils provide vast information about these events, therefore their investigation has gained great importance in the Carpathian Basin.

Our working group, firstly in Hungary, has got the possibility to attempt the dating of an aeolian sand dune by the modern method of thermal and optical luminescence. In order to control the results of the newly applied technique, we achieved a radiocarbon dating as well.

Thanks to the measurements the ages of several sand-blowing and soil-forming periods were distinguished. The results confirm our previous knowledge about the Late Glacial and demonstrate the existence of a Late Atlantic sand-moving period supporting the new approach of the climatic history of the Holocene.

## Összefoglalás

A késő-glaciális és a holocén során bekövetkezett klímaingadozások meghatározó szerepet játszottak a Kárpát-medence felszínfejlődésében. Ezen klimatikus eseményekről értékes információkat szolgáltathatnak a hazánk kiterjedt területein megtalálható futóhomok formációk, valamint a közéjük ékelődött eltemetett talajrétegek, ezért ezek kutatásának jelentősége hazánkban is folyamatosan nő.

Kutatócsoportunknak – Magyarországon először – lehetősége nyílt az egyes futóhomok-rétegek kormeghatározására a korszerű termo- és optikai lumineszcencia eljárás alkalmazásával. A hazánkban futóhomokon még nem kipróbált módszer eredményeinek ellenőrzése érdekében a feltárás egyik eltemetett talajának korát radiokarbon módszerrel is meghatároztuk.

Az egybehangzó lumineszcencia és radiokarbon mérési eredmények segítségével több homokmozgási és talajképződési időszakot sikerült elkülönítenünk, melyek megerősítik a késő-glaciálisról kialakult képet, valamint bizonyítják egy késő-atlanti homokmozgási periódus létezését a holocénben.

## Bevezetés

Futóhomok-területek Magyarország felszínének jelentős részét borítják be, legnagyobb egybefüggő térszínei a Nyírségben, a Duna–Tisza közén, ill. a Belső-Somogyban alakultak ki.

<sup>1</sup>ELTE Természetföldrajzi Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/c

Jelentőségük – tájképformáló szerepükön kívül – a késő-glaciális, holocén öskörnyezeti, klimatikus változások történetének megörökítésében rejlik. A futóhomok által eltemetett talajok enyhébb, nedvesebb (interstadiális) klímára utalnak, míg a közbetelepült homokszintek hűvösebb, szárazabb (stadiális) periódust jeleznek.

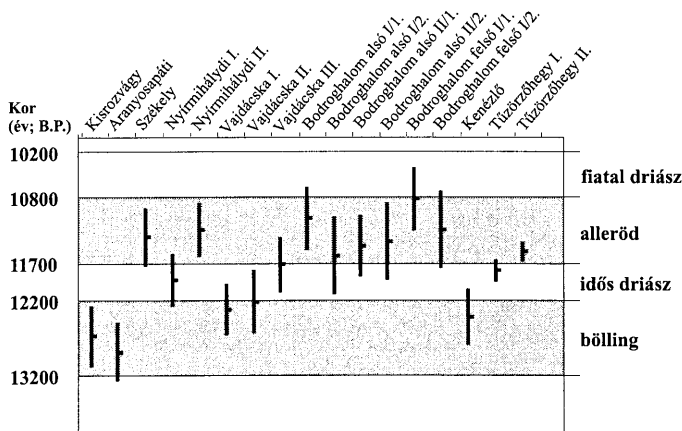
A felszínfejlődési stádiumok idejének meghatározására Magyarországon eddig csak a Nyírség homokterületein, radiokarbon kormeghatározási eljárás alkalmazásával folytak meghatározó jelentőségű kutatások. Ezen mérések eredményei arra utalnak, hogy ÉK-Magyarországon a homokmozgások a késő-pleni-glaciálisban kezdődtek, majd a késő-glaciális hűvös-száraz szakaszaiban (az idősebb, ill. fiatalabb driász interstadiálisok idején) az előzőeknél kisebb intenzitással – főként a korábban kialakult formák továbbalakításával – folytatódtak (BORSI et al. 1982; BORSY et al. 1985; LÓKI et al. 1994). A BORSY és társai által publikált radiokarbon koreredmények felvázolták a késő-glaciális hideg stadiálisainak (idősebb és fiatalabb driász) és interstadiálisainak (bölling, alleröd) hazai kronológiáját (1. ábra). Holocén homokmozgási szakaszt a Nyírségben nem sikerült kimutatni.

A kevésbé kutatott Duna–Tisza közén lejátszódott homokmozgási periódusok idejére radiometrikus kormeghatározási mérések hiányában ez idáig csak a nyírségi kutatások eredményei ismeretében tudtunk következtetni, ráadásul a terület feltárásaiban ez idáig a késő-glaciális interstadiálisainak talajait sem sikerült azonosítani. E hiányokat pótolandó döntött úgy GÁBRIS Gy., az ELTE Természettudományi Tanszékének vezetője és az általa irányított kutatócsoport, hogy a hazánkban homokterületeken eddig még soha nem alkalmazott – azonban Nyugat-Európában rutinszerűen használt - termo- (TL) és optikai (OSL, IRSL) lumineszcens kormeghatározási eljárást a Dunavarsány határában található komplex, több futóhomok- és eltemetett talajszintet is tartalmazó, feltárás rétegeinek datálásával próbálja ki. A homok, (vagy lösz) -mintát ért ionizáló háttérsugárzás mennyiségét mérő lumineszcens kormeghatározási módszer nagy előnye abban rejlik, hogy – a radiokarbon eljárással ellentétben – a homokmozgási periódusok idejét közvetlen módon határozza meg, azt az időpontot adva meg, amikor az üledékanyag kvarc, ill. földpát szemcséit utoljára napsugárzás érte, azaz, amikor azok legutóbb eltemetődtek. Az eljárás fizikai alapjait és gyakorlati alkalmazásának lehetőségeit magyar nyelven több helyen ismertettük (UJHÁZY 1999; NOVOTHNY & UJHÁZY 2001), de számos részletes módszertani publikáció található a nemzetközi szakirodalomban is (pl.: AITKEN 1994; DULLER 1996; WINTLE 1997; PRESCOTT & ROBERTSON 1997).

A mintaelőkészítésre és a lumineszcens mérésekre Angliában, az M. FRECHEN által irányított geokronológiai laboratóriumban (Cheltenham Geochronology Laboratories) került sor. Az angliai kutatóközponttal való együttműködésünk nem új keletű, hiszen évek óta közös kutatások folynak a felső-pleisztocén magyarországi löszkronológiájának pontosítása érdekében (pl.: FRECHEN et al. 1997; GÁBRIS et al. 2000).

A feltárás és környezete fejlődéstörténetének részletes megismerése érdekében a lumineszcens méréseken kívül meghatároztuk az egyes rétegek szemcseméret-összetételét, valamint karbonát- és humusztartalmát is. Az egyes kvarcsczemcsék





1. ábra. Radiokarbon koreredmények ÉK-Magyarország homokfeltárásaiból (GÁBRIS et al. 2000)

Fig. 1 Radiocarbon data from NE Hungary

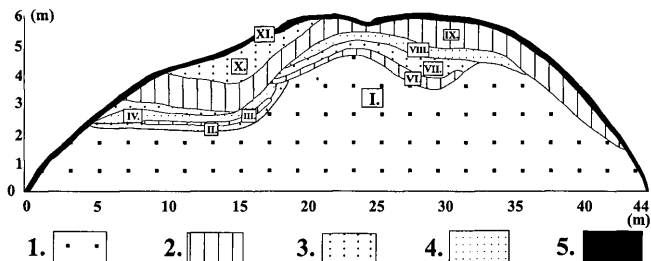
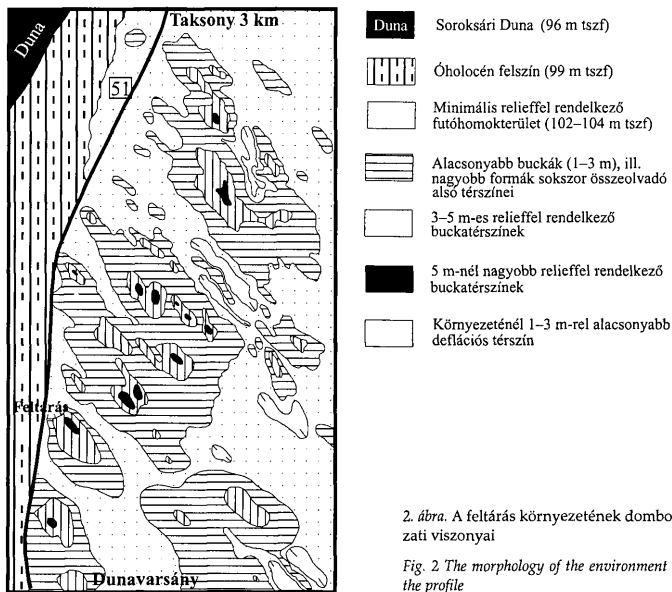
elektronmikroszkópos vizsgálata segítségével következtethetünk szállítódásuk módjára és hosszára is, így el tudtuk különíteni az eolikus és fluviális rétegeket. A feltárás alsó eltemetett talajrétegéből származó faszéndarab a szövettani vizsgálatokon kívül független radiokarbon kormeghatározást is lehetővé tett, amely a lumineszcens koradatok ellenőrzésében bizonyult rendkívül hasznosnak.

### A dunavarsányi feltárás

A vizsgált feltárás a Duna–Tisza közti homokterületek északnyugati peremén, a Dunavarsánytól északra fekvő garmadabuckás területen található, mindössze 600 m-re a Duna mai medrétől. A futóhomok egy 102–103 m tszf. magasságú térszínre települ, mely 2–3 m-rel magasodik a Duna holocén ártere fölé. A domináns ÉNy-i szélirányt a terület pozitív és negatív homokformái is tükrözik, hiszen szinte valamennyi garmada és szélbarázda tengelye ÉNy–DK irányú (2. ábra). A futóhomok forrását jelentő Duna közelsége következtében a terület formáit felépítő homok nem vehetett részt hosszabb eolikus szállítódásban, ezért az anyag osztályozottsága, valamint az egyes szemcsék eolikus koptatottsága is aránylag kicsi.

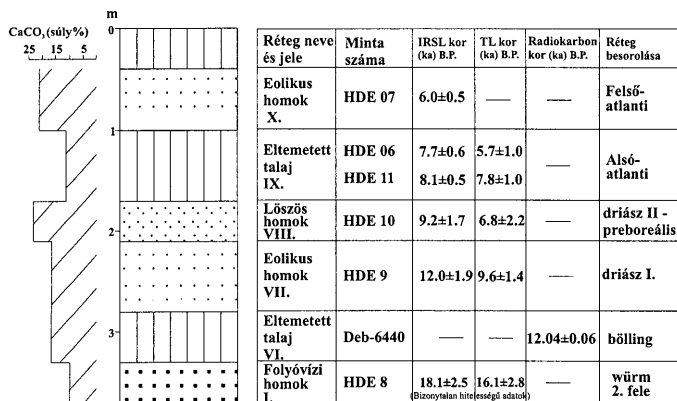
A feltárás egy hosszanti garmadabucka ÉNy-i végében létesült homokbányában található. A profil részletes leírása és a vizsgálatok elvégzése után a következő genetikai rétegek különíthetők el (3, 4. ábra):

I. *Folyóvízi homokrétteg*. – A feltárás alapját képező durva, kavicszinórokat is tartalmazó homokösszlet valamennyi vizsgálat szerint folyóvízi eredetű, eolikus



3. ábra. A dunavarsányi feltárás homok- és eltemetett talajrétegei. 1. folyóvízi homok; 2. eltemetett talaj; 3. eolikus homok; 4. löszös homok; 5. recens talaj

Fig. 3. The sand and palaeosoil layers of the Dunavarsány sand dune. 1 fluvial sand; 2 palaeosoil; 3 aeolian sand; 4 loessy aeolian sand; 5 recent soil



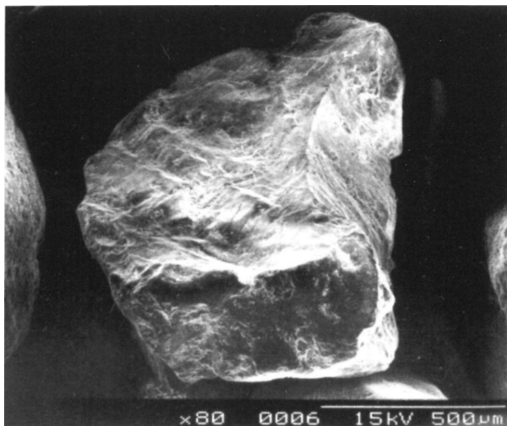
4. ábra. A feltárás általánosított szelvénye és a fontosabb mérések eredményei

Fig. 4 The generalized section of the profile and the results of the measurements

hatások egyáltalán nem érték. Az elektronmikroszkópos vizsgálatok szerint szemcséinek felülete erősen szilánkos, éles törések, töréslépcsők tagolják, a szél által szállított szemcsék kerekítettsége, ragyás felszíne még nyomokban sem mutatkozik (5. ábra). Ez a réteg a feltárás legdurvább szemcseméretű szintje, hiszen anyagának 94%-a a 0,1 mm-nél, 44%-a pedig a 0,2 mm-nél nagyobb tartományba esik.

VI. *Eltemetett talajszint.* – A folyóvízi homokon egy átlagosan 0,4 m vastagságú, jól kifejtett, 0,47% szervesanyag-tartalmú, és 16,29% karbonáttartalmú barna őstalaj települ. Az őstalajban talált faszénlelet BABOS K. (ELTE Növény-szervezettani Tanszék) szövettani vizsgálatai szerint nyár (*Populus* sp.) és fűz (*Salix* sp.) fajok maradványa, fenyő fajok nem voltak kimutathatók benne. Ezen eredmények kifejezetten enyhe, nedves interstadiális klímára utalnak, melyet a talajréteg aránylag magas humusztartalma, vastagsága, kifejtettsége is alátámaszt. A faszénlelet radiokarbon korát a debreceni Atomki  $12\,040 \pm 60$  évben (B.P.) határozta meg.

VII. *Futóhomok-szint.* – Az eltemetett talajszint felett átlagosan 0,7 m vastagságban található homokösszlet meglehetősen sötét színű, alsó 20 cm-es sávja azonban lefelé haladva a nagymennyiségű mészkonkréciónak miatt fokozatosan kivilágosodik. A szint karbonáttartalma 15–17% között változik. Szemcsemérete a feltáráson belül átlagosnak mondható, hiszen anyagának mintegy 47%-a a 0,14–0,50 mm-es tartományba esik, míg a 0,05 mm-nél kisebb szemcséjű anyag aránya 10% alatt marad. A réteg lumineszcens kora  $12,0 \pm 1,9$ ;  $9,6 \pm 1,4$  ka (IRSL; TL). A koradatok összhangban állnak az alatta fekvő talajrétegből származó faszénminta radiokarbon korával.



5. ábra. Szél által nem mozgatott, friss felületű kvarc szemcse a feltárás legalsó, fluviális rétegeiből

Fig. 5 Quartz grain from the fluvial sand formation without any evidence for abrasion

VIII. *Futóhomok-szint.* – A homokrétegre egy 0,4–0,5 m vastag, kifejezetten világos löszös homok települ, mely a feltárás legfinomabb szemcseméretű szintje. Anyagának 73%-a a 0,14 mm-es, 21%-a pedig a 0,05 mm-es szemcseméret alatt marad. A szint világos színe a magas, 25%-os karbonáttartalommal magyarázható. Az elektronmikroszkópos vizsgálatok szerint a szemcsék felületén többnyire a fluviális hatás uralkodik, azonban számos szemcse esetében már az eolikus szállítódás nyomai is felfedezhetők. A tény, hogy tipikusan eolikus felületű szemcse nem került elő a rétegből, azt bizonyítja, hogy a szél általi szállítás nem lehetett hosszú. A szint lumineszcens kora  $9,2 \pm 1,7$ ;  $6,8 \pm 2,2$  ka (IRSL; TL).

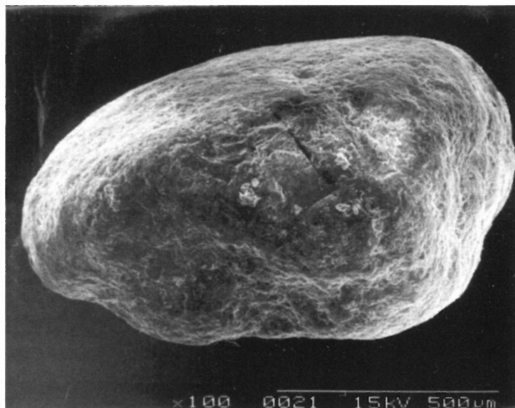
IX. *Eltemetett talajszint.* – A löszös homok felett húzódik a feltárás második nagy jelentőségű talajszintje. Magas humusztartalmából (0,54%) eredő sötét színe és nagy vastagsága (0,8 m) hosszan tartó, talajképződés szempontjából ideális klimatikus viszonyokra utal. Karbonáttartalma horizontálisan igen nagy eltéréseket mutat, hiszen értéke 0,83 és 11,29% között mozog. Ez a jelenség arra utal, hogy a talaj képződése során igen erős lehetett a kilúgozás, mely – az aktuális domborzati helyzettől függően – különböző mértékben az alsóbb rétegekbe mosta a karbonáttartalmat. Az eltemetett talajréteg lumineszcens kora  $8,1 \pm 0,5$ ;  $7,8 \pm 1,0$  ka (IRSL; TL), ill.  $7,7 \pm 0,6$ ;  $5,7 \pm 1,0$  ka (IRSL; TL).

X. *Futóhomok-szint.* – A feltárás legfelső – a recens talaj és a második eltemetett talaj közé zárt – homokrétege 0,6–0,8 m vastagságban nyomonkövethető. Szemcsemérete a Duna–Tisza között átlagosnak mondható, hiszen az anyag 78%-a a 0,1–0,5 mm-es tartományba, ezen belül 27%-a 0,14–0,2 mm-es tartományba esik. Karbonáttartalma igen magas, kevéssel meghaladja a 20%-ot. Az elektronmikroszkópos vizsgálatok ebből a szintből mutatták ki a szél által legjobban megmunkált szemcséket (6. ábra). A homokösszetétel lumineszcens kora  $6,0 \pm 0,5$  ka (IRSL).

XI. *Recens talajszint.* – A dűnét vékony homoktalaj-réteg borítja.

6. ábra. Eolikus úton jól koptatott kvarcsemce a legfelső homokrétegből

Fig. 6 Aeolian quartz grain from the uppermost sand layer



### Az eredmények értelmezése

A vizsgálatok eredményeinek ismeretében felvázolhatjuk a bucka kialakulásának menetét, s ezzel együtt képet alkothatunk a térségben végbement klimatikus és felszínfejlődési folyamatokról is. A bucka alapját képező folyóvízi homok a késő-pleisztocén során a mai futásánál még keletebbre kanyargó Duna folyóvízi üledékét képviseli, mely eolikus áttelepítésben nem vett részt.

A rátelepülő eltemetett talajréteg a radiokarbon koradat alapján a késő-glaciális bölling interstadiálisában alakulhatott ki, amikor a nedves, enyhe éghajlat a folyóközeli térszínen lombos fák megtelepedését is megengedte.

A klíma rosszabbra fordulásával az idősebb driász során a szél vastag homokréteget fújt a talajrétegre. A viharos szeleknek kitett, s a növényzet megtelepedésének nem kedvező buckatetőn az alleröd interstadiális idején vagy nem is alakulhatott ki vastagabb humuszos szint, vagy később teljes egészében lepusztult. A löszös homoksínt lumineszcens kora arra utal, hogy a bucka felső térszínein még az ó-holocén során sem alakult ki állandó növényzetborítás, ezért az erős északnyugati szelek kisebb mértékben ugyan, de továbbra is mozgatták a felszínt borító homokanyagot. Erre szolgál bizonyítéku az a tény is, hogy – bár köztudomásúan a Kárpát-medencében a késő-glaciálisban a löszképződés befejeződött – a szállókések által át- meg áthalmozott löszös homok végleges leülepedésének IRSR kora  $9,2 \pm 1,76$  ka. (A lumineszcens kor az üledékanyag végleges leülepedésének idejét adja meg.)

A felső eltemetett talajréteg a holocén atlanti fázisának első, talajképződés szempontjából ideális szakaszában alakulhatott ki. Erre utal a koreredményen kívül a szint magas humusztartalma és nagy vastagsága is.

A legfelső homokréteget a szél az atlanti korszak második, igen száraz időszakában fújhatta mai helyére. A periódus száraz voltára utal a Balaton

alacsony szintje (CSERNY et al. 1991), a humuditás görbe mélypontja (KORDOS 1977), valamint a pollenanalízis eredménye is (CSONGOR et al. 1982). A Tisza paleohidrologiai rekonstrukciója azt bizonyítja, hogy a folyó vízhozama az atlanti korszak második felében jóval kisebb volt, mint jelenleg (BORSY & FÉLEGYHÁZY 1983; GÁBRIS 1995, 1998).

### Következtetések

A fent ismertetett vizsgálatok bebizonyították, hogy a lumineszcens kormeghatározási eljárás eredményesen alkalmazható magyarországi homokterületeinken, ill. hogy a lumineszcens és radiokarbon kormeghatározás párhuzamos alkalmazása nagymértékben növeli a mért koradatok megbízhatóságát.

A dunavarsányi feltárásban sikerült kimutatni idősebb driász és felső-atlanti homokmozgási periódusokat, valamint bölling és alsó-atlanti talajképződési szakaszokat. A késő-glaciális események jól párhuzamosíthatók a BORSY és társai által a Nyírségben bizonyított geomorfológiai és klimatikus változásokkal, ezért ezek a Kárpát-medencében bizonyos mértékig általános érvényűnek mondhatók. Az általunk kimutatott atlanti talajképződési fázis, valamint az azt követő homokmozgási periódus jól illeszkedik a hazai kutatási eredményekre épülő holocén klímátörténetbe, mely a korábbi felfogással ellentétben az atlanti korszakot egy enyhe, csapadékos első, valamint egy hűvös, száraz második szakaszra bontja.

### Köszönetnyilvánítás

Ezúton szeretnék köszönetet mondani Manfred FRECHEN-nek a lumineszcens kormeghatározási mérések során nyújtott szakmai segítségéért, BABOS Károlynak a faszénminta szövettani elemzéséért, a debreceni Atomkinak a faszénminta radiokarbon kormeghatározásáért, BÓKA Károlynak az elektronmikroszkópos vizsgálatok során nyújtott segítségéért, valamint a Pro Renovanda és a Soros Alapítványnak az angliai mérések anyagi támogatásáért.

### Irodalom – References

- AITKEN, M. J. 1994: Optical dating: a non-specialist review. – *Quaternary Geochronology* 13, 503–508.
- BORSY Z., CSONGOR É., SÁRKÁNY S. & SZABÓ I. 1982: A futóhomok mozgásának periódusai az Alföld ÉK-i részében. – *Acta Geogr. Debrecina* 20, 5–33.
- BORSY, Z. & FÉLEGYHÁZY, E. 1983: Evolution of the network of water courses in the north-eastern part of the Great Hungarian Plain from the end of the Pleistocene to our days. – *Quatern. Stud. in Poland* 4, 115–124.
- BORSY Z., CSONGOR É., LÓKI J. & SZABÓ I. 1985: Újabb koradatok a bodrogi futóhomok mozgásának idejéhez. – *Acta Geogr. Debrecina* 22, 5–16.
- CSERNY T., BODOR-NAGY E. & HAJÓS M. 1991: Geological investigations of the sediments of Lake Balaton based on borehole Tó 24. – *MÁFI Évi jelentése 1989-ről*, 178–209.
- CSONGOR É., FÉLEGYHÁZY E. & SZABÓ I. 1982: Examinations of the bed of the Karcza brook with pollen analytical and radiocarbon methods. – *Acta Geogr. Debrecina* 20, 51–82.

- DULLER, G. A. T. 1996: Recent developments in luminescence dating of Quaternary sediments. – *Progress in Physical Geography* 20/2, 127–145.
- FRECHEN, M., HORVÁTH, E. & GÁBRIS, Gy. 1997: Geochronology of Middle and Upper Pleistocene loess sections in Hungary. – *Quaternary Research* 48, 291–312.
- GÁBRIS, Gy. 1995: River activity as a function of changing paleoenvironmental conditions during the Late Glacial–Holocene period in Hungary. – In: FRENZEL, B. (ed.): *European river activity and climatic change during the Late Glacial and Early Holocene*. European Paleoclimate and Man 9. G. Fischer Verlag, 205–212.
- GÁBRIS, Gy. 1998: Late Glacial and Post Glacial development of drainage network and the paleohydrology in the Great Hungarian Plain. – In: BASSA, L. & KERTÉSZ, Á. (eds): *Windows on Hungarian Geography*, Geogr. Research Institut, Budapest, 23–36.
- GÁBRIS, Gy., HORVÁTH, E., NOVOTHNY, Á. & UJHÁZY, K. 2000: Environmental changes during the Last-, Late- and Postglacial in Hungary. – In: KERTÉSZ Á. & SCHWEITZER F. (eds): *Physico-geographical Research in Hungary*, Studies in Geography in Hungary 32. Akadémiai Kiadó, Budapest, 1–15.
- LÓKI J., HERTELENDI E. & BORSY Z. 1994: Újabb koradat a nyírségi futóhomok mozgásának idejéhez – *Acta Geogr. Debrecina* 32, 67–76.
- KORDOS L. 1977: Holocén klímaváltozások kimutatása Magyarországon a „pocok hőmérő” segítségével. – *Földr. Közl.* 25 (101), 222–229.
- NOVOTHNY Á. & UJHÁZY K. 2001: A termo- és optikai lumineszcens kormeghatározás elméleti alapjai és gyakorlati kérdései a negyedidőszaki kutatásokban. – *Földrajzi Értesítő* 49/3–4, 165–187.
- PRESCOTT, R. & ROBERTSON, G. B. 1997: Sediment dating by luminescence: a review – *Radiation Measurements* 27, 5/6, 893–922.
- UJHÁZY K. 1999: A lumineszcens kormeghatározás alapjai – Geográfus Doktoranduszok IV. Országos konferenciája, konferenciakiadvány (CD)
- WINTLE, A. G. 1997: Luminescence Dating: laboratory procedures and protocols – *Radiation Measurements* 27, 5/6, 769–817.





## A Szentendrei-sziget kialakulása és felszínének változása a holocénban

*The formation of the Szentendre Island and changes in its surface during the Holocene period*

MARI László<sup>1</sup>

(4 ábra)

*Tárgyszavak: folyóvízi geomorfológia, sziget, holocén, régészeti lelőhely*  
*Keywords: fluvial geomorphology, island, Holocene, archaeological site*

### Abstract

---

Szentendre Island is situated on the northern part of the alluvial fan of the Danube which emerges from the Visegrád gorge. In the Würm period the Danube formed sand and gravel banks. These banks gradually became islands and these become the cores of the island. Remains of these cores represent the highest surfaces of the island today. In the holocene period the island was formed under the influence of climatic changes and tectonic effects. The oldest island formations may have appeared during the Allerød period (or perhaps during the Bölling period) of the Late Glacial age. In the younger Dryas (or perhaps in the older Dryas), windblown sand formed on their surfaces but the most characteristic feature was the development of blowouts and residual ridges of moving fluvial sand. The geographical literature placed this kind of sand movement into the Boreal phase of the Holocene. Due to the incision and aggradation of the Danube, the island cores grew in size and new islands emerged in the following stages of the Holocene. The present-day Szentendre Island probably came into existence during the Subatlantic phase, when smaller islands and island cores merged to form a single feature. In the 18th century new sand migration began due to human activities. The shorelines of the island were formed in the 1960's when flood control and regulation work was finished. Even now shoals are being formed on the shores of the island.

As part of the actual research, a geomorphological map of the island was drawn and this clearly shows surface formations resulting from the actions of wind and water actions.

### Összefoglalás

---

Az egységes Szentendrei-sziget nagyon fiatal képződmény, amely a holocén szubatlanti fázisában, korábban különálló szigetek összeolvadásával alakult ki. A sziget területe az utóbbi évszázadokban is gyarapodott a partmenti szigetek és zátonyok főszigetbe olvadásával. Területén három fő geomorfológiai szint különíthető el, az alacsony és a magasártér, valamint a félig kötött futóhomokformákkal rendelkező ármentes szint.

### Bevezetés

A Duna és a Szentendrei-Duna által körülölelt sziget a folyó Nagymaros és Kismaros között kiszélesedő völgyében kezdődik, ÉNy-DK-i irányban húzódik Vácig, innen D-i irányban folytatódik és Csillaghegy-Káposztásmegyer magasságában végződik. Hossza 30,85 km, átlagos szélessége 2,3 km, maximális szélessége Tahitótfalú és Vác között, Ny-K-i irányban 3,8 km. Területe 55,73 km<sup>2</sup>.

<sup>1</sup> ELTE Természetföldrajzi Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány P. sétány 1/c

Legmagasabb pontjának tengerszint feletti magassága 123,5 m (GÓCZÁN 1955) volt a Vászondi-tanyától K-re, amíg el nem bányászták 122,2 m a Felső-hegyköz területén.

A sziget fejlődéstörténetének felvázolásához a geomorfológiai vizsgálatok során felmértem a sziget jelenlegi természeti állapotát, feldolgoztam az eddigi szakirodalmat, különböző méretarányú topográfiai térképeket elemeztem és begyűjtöttem a rendelkezésre álló régészeti adatokat.

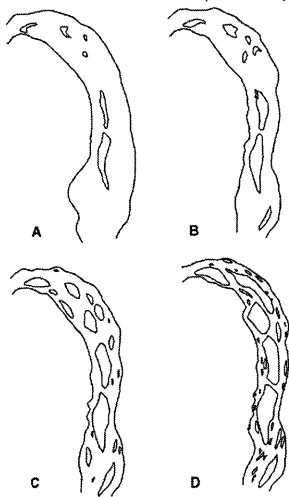
### A Szentendrei-sziget rövid fejlődéstörténete

A Szentendrei-sziget földtani értelemben nagyon fiatal képződmény. A legidősebb szigetmagok a késő-glaciális Alleröd, esetleg már a Bölling szakaszában formálódtak ki (1. ábra, A). Felszínükön a fiatalabb Dryasban (esetleg már

az idősebb Dryasban) a szél a folyóvízi homok átmozgatásával részben kötött futóhomok-formákat, főként szélbarázdákat és maradékgerinceket formált ki (1. ábra, B). A holocén egymást követő fázisaiban a Duna feltöltési és bevágódási folyamataihoz igazodva nőtt a szigetmagok területe, ill. újabb szigetek alakultak ki (1. ábra, C). Az egységes Szentendrei-sziget, a szigetmagok és kisebb szigetek összeolvadásával, a szubatlanti fázisban jöhetett létre (1. ábra, D).

A XVIII. század közepétől térképek segítségével is nyomon követhetjük a sziget partvonalának alakulását (2. ábra). Az első, felmérésen alapuló térkép a területről az első katonai felvétel (1763–1787) alkalmával készült, méretaránya 1 : 28 800 (2. ábra, A). A sziget partvonala jelentősen eltért a jelenlegitől. Különálló sziget volt a mai sziget-csúcs, a Kecse-, a Verőcei-, a Kőgeszteli-, a Gödsziget és a Szerem-földek egy része; a Révész- (Paradicsom-) szigetet viszont még csak zátonyként jelölték.

A harmadik katonai felvétel (1869–1887) már 1 : 25 000-es méretarányban készült és jóval pontosabb volt az előző két felmérésnél (2. ábra, B). A sziget területét 1872 és 1884 között mérték fel,



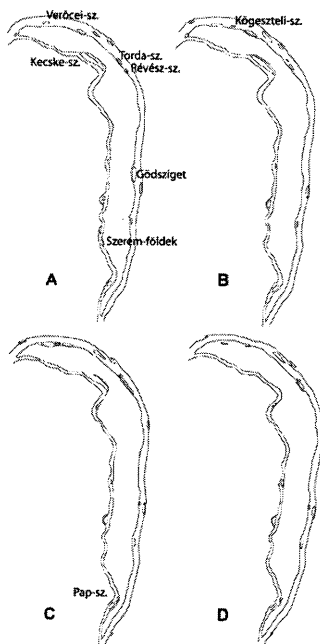
1. ábra. A Szentendrei-sziget kialakulásának – a mai felszínformák, ill. feltárások alapján rekonstruált – feltételezett fázisai: A = bölling (?), B = fiatalabb dryas, C = szubboreális második fele, D = szubatlanti közepe

Fig. 1 The assumed phases of the formation of Szentendrei Island based on today's landforms and reconstruction of the archeological sites. A = Bölling (?), B = younger Dryas, C = second half of the Subboreal, D = middle of the Subatlantic

így az első katonai felvételhez képest mintegy száz esztendő partvonal-változásait követhetjük nyomon.

Csaknem egy újabb évszázad területmódosulásai tükröződnek az MN Térképészeti Intézete megbízásából 1963-ban felmért, 1 : 10 000-es méretarányú topográfiai térképén (2. ábra, C).

A jelenlegi partvonalat (2. ábra, D) az 1992 júliusában készült légifelvételek alapján szerkesztettem. A térképek tanúsága szerint az utóbbi két és fél évszázadban a Szentendrei-sziget területe a partmenti szigetek, zátonyok hozzáforrásával növekedett. Ennek oka az lehet, hogy sodorvonala mentén a Duna bevágódik kavicságyába, így a korábbi zátonyok relatíve emelkednek, szigetté válnak és a köztük levő mederszakaszok elhalásával, feltöltődésével egymással egyesülhetnek. Természetesen nem szabad megfeledkezni arról, hogy az utóbbi évszázadban a Duna medrének természetes fejlődését a folyószabályozások megzavarták. A Duna bevágódását mérések is igazolják: a BME kutatói (WINTER et al. 1989) méréseikből megállapították, hogy a sziget mentén „... a jelenlegi esés átlagosan 6–8 cm/km, ami 1 és 40 cm/km között változhat. A felszín-görbék sorozatából a meder mélyüléseire lehet következtetni”. A hossz-szelvény menti, hol kisebb, hol nagyobb esésből természetesen következik a meder kimélyülése, de itt meg kell jegyezni, hogy a helyenkénti medermélyítések, kotrások is okozhatják a vízfelszín esésének egyenlőtlenebbé válását.



2. ábra. A Szentendrei-sziget partvonalának változásai a XVIII. sz. második felétől napjainkig. A = az első katonai felmérés (1763–1787), B = a harmadik katonai felmérés (1872–1884), C = az MN Térképészeti Intézetének 1 : 10 000-es térképe (1963), D = 1992-es légi felvételek alapján

Fig. 2 Changes of the coastline of Szentendre Island from the middle of the 18th century till today. A = 1st military survey (1763–1787), B = 3rd military survey (1872–1884), C = topographical map from 1963, scale 1:10 000, D = based on aerial photos, 1992

### Felszínalaktani viszonyok

A szigeten három határozott geomorfológiai szint ismerhető fel (3. ábra). E szintek formakincsét a Duna feltöltő és erodáló tevékenysége, valamint a szél felszínformáló munkája alakította ki (MARI 1995).

A sziget legalsó geomorfológiai szintje az alacsony ártér. Legmagasabb részei 104 m tszf-i magasságig emelkednek, relatív magasságuk 3–6 m a Duna közép-vízszintje fölött. Jellegzetes felszínformáit széles síkok és a beléjük mélyülő feltöltődő, ill. feltöltődött medermaradványok alkotják. A sziget jelentős részét körülölelő árvízvédelmi töltések miatt ez a szint már csak a gátakon kívül fejlődik természetes úton. Az áradások idején természetesen itt is előfordul felületi vízborítás belvízi eredetű: a víz a gátak alatti kavicsrétegen keresztül nyomódik át és önti el a felszínt.

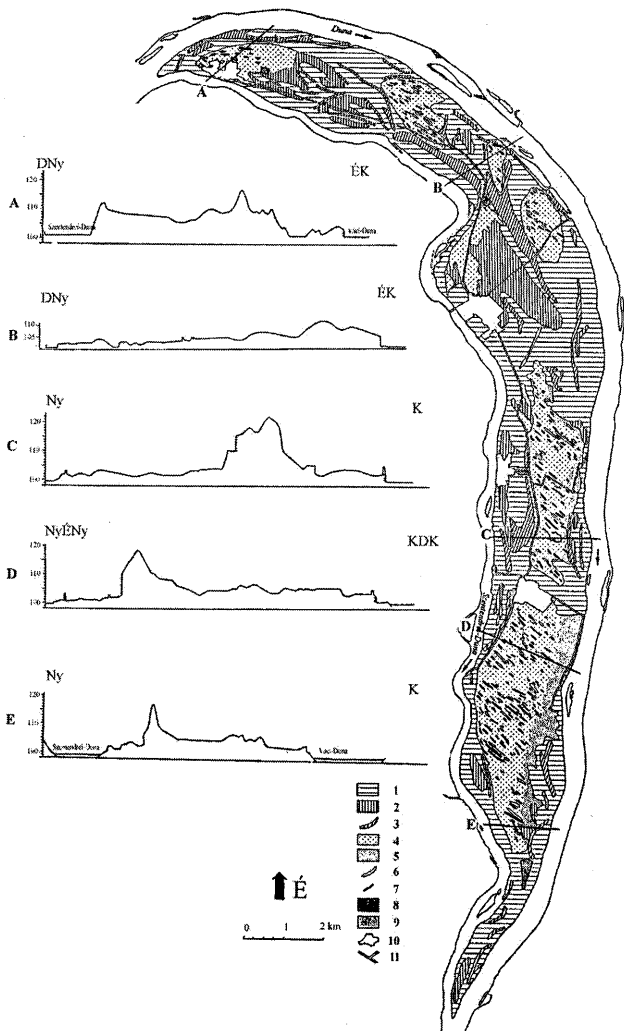
A második szint a magas ártér. Az előzőtől eltérően nem összefüggő, hanem szigetszerűen elhelyezkedő felszíndarabokból áll. E szintek átlagos tszf-i magassága 105–106, relatív magasságuk a Duna közép-víz-szintje fölött 6–8 m. Az árvízvédelmi töltéseken kívül is csak ritkán, a legnagyobb árvizek idején kerülnek előtérbe alá (pl. 1944, 1954). Főként meszes iszapból állnak, amelyen már talaj képződése indult meg. Kisebb-nagyobb sík felszínrészek jellemzik, amelyek peremén egykori medrek nyomai ismerhetők fel. Elkülönítésük a magasabb, homokkal fedett szintektől a sziget K-i részén morfológiai alapon nagyon nehéz, mert az azokról kifúvódott homok lepelhomok formájában rájuk rakódott, s felszínüket hullámossá tette.

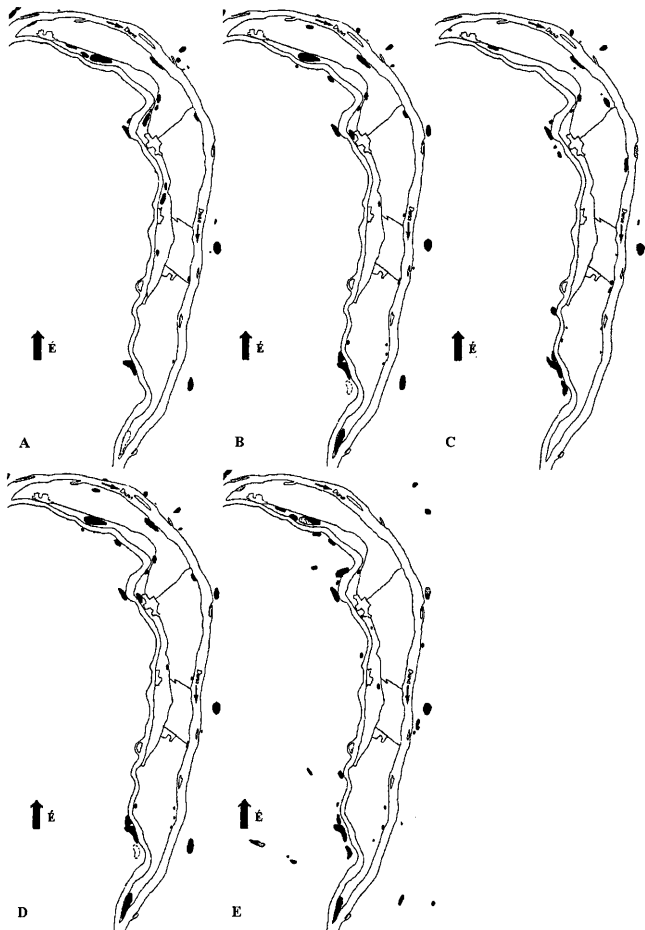
A legélénkebb domborzatú harmadik szint ármentes; a legnagyobb, sőt a katasztrofális árvizek ár hullámai még a gátak megépítése előtt sem öntötték el. Folyóvízi eredetű homokból állnak, s szigetszerűen emelkednek ki az alacsonyabb szintekből. Magasságuk 108–123 m. Felszínformáik viszont már a szél deflációs munkájának eredményeként alakultak ki: NyÉNy–KDK-i irányú maradvékgerincek és szélbarázdák képződtek, az utóbbiak alját helyenként aprókavicsból és murvából álló maradvéktakaró fedi. A szélbarázdákból kifújt homok a sziget K-i részén lepelhomok formájában halmozódott fel.

Az egyes geomorfológiai szintek pontos elkülönítéséhez hozzásegíthetnek a régészeti adatok. Ez a megfontolás késztetett arra, hogy összegyűjtssem a Szentendrei-szigeten és környékén napjainkig feltárt régészeti lelőhelyek leírásait. DINNYÉS et al. (1986, 1993) munkái alapján megszerkesztettem a különböző régészeti korok lelőhelyeinek (4. ábra) térképeit. A régészeti adatokra támaszkodva egészen a neolitikumig (i. e. 5–4. évezred [7000–6000 B.P.]) visszamenően nyerhettem információkat az emberi letelepedésre alkalmas, feltehetően ármentes vagy csak ritkán elárasztott (magas ártér) szintek elhelyezkedéséről,

3. ábra. → A Szentendrei-sziget geomorfológiai térképe. 1. alacsony ártér; 2. magas ártér; 3. hajdani folyómeder; 4. folyóvízi homokból álló, szél által átforgalmazott ármentes szint, szigetmag (II/a terasz); 5. homoklepel; 6. szélbarázdák; 7. maradvékgerinc; 8. mesterséges tó; 9. napjainkban képződő zátony; 10. település; 11. út

Fig. 3 The geomorphological map of Szentendrei Island. 1 low flood-plain, 2 surface of high flood-plain, 3 former Danube branch, 4 island core consisting of fluvial sand formed by wind (II/a terrace), 5 sand-sheet, 6 blowout, 7 residual ridge (yardang), 8 artificial lake, 9 currently forming shoal, 10 settlement, 11 road





4. ábra. Településnyomok és régészeti lelőhelyek a Szentendrei-szigeten. A – neolitikum (i.e. 5–4. évezred), B – rézkor (i.e. 3. évezred közepe–1900), C – bronzkor (i.e. 1900–1300), D – késő-bronzkor (i.e. 1300–800), E – kora-vaskor és La Tène kor (i.e. 800–400) (DINNYÉS et. al. 1986, 1993 alapján)

Fig. 4 Signs of settlements and archaeological sites on Szentendre Island (following DINNYÉS et al. 1986, 1993). A – Neolithic Age (5–4000 BC); B – Copper Age (middle of 3000–1900 BC); C – Bronze Age (1900–1300 BC); D – Late Bronze Age (1300–800 BC); E – Early Iron Age and La Tène Age (800–400 BC)

nyilvánvaló ugyanis, hogy állandó település sohasem létesült az egykori árvízszint alatt. A térképekről leolvasható, hogy a Duna partjai mentén mely részek voltak alkalmasak az emberi letelepedésre. Az egymást követő régészeti korok lakóhelyeinek összevetésével következtetni lehet arra, hogy az adott korokban alacsonyabb vagy magasabb volt e a Duna vízállása. Vannak olyan telephelyek, amelyek a régészeti leletek alapján folyamatosan lakottak lehettek, tehát egyáltalán nem vagy csak nagyon ritkán kerülhettek vízborítás alá, ebből következően vagy a magas ártér legmagasabb helyeit, vagy az ármentes felszint jelzik.

A neolitikumi lelőhelyek elterjedése azt sejteti, hogy a Duna vízállása a szóban forgó periódusban alacsony volt. Ez a száraz éghajlattal függ össze, amit az ország más területein végzett különböző vizsgálatok is alátámasztanak (BÁCSKAY 1991; GÁBRIS 1985, 1986; KORDOS 1977, 1987). A réz- és bronzkori lelőhelyek az alacsonyabb szintekről (Tahitótfalu és Pócsmegyer környéke) hiányoznak. Ez összhangban van SOMOGYI (1988) megállapításával, ami szerint az ország területén a folyók mentén élő népcsoportok a réz- és bronzkorban az alacsonyabban fekvő neolitikumi lakóhelyekről magasabbra telepedtek, ami pedig a vízjárás szélsőséges alakulását bizonyítja az atlanti fázis végén és a szubboreális elején. Ebben az időszakban e völgyszakaszon a Duna főként feltöltő munkát végezhetett.

A késő bronzkorban újra megjelennek a települések az alacsonyabb szinteken, ami azt jelzi, hogy azok ármentessé váltak, ill. csak ritkán kerültek elöntés alá. Ezt a változást a szubboreális második felében a sok csapadék és a viszonylag hűvös éghajlat hatására bevágódó Duna idézhette elő, kialakítva a magas ártér szintjét. Az éghajlat változását jól érzékelteti KORDOS (1977) „Arvicola humiditás” görbéjének maximuma, ami a csapadékos időszakot 3000 B.P. körül jelzi. Szintén ennek az időszaknak a csapadékbőségét igazolja a Balatonnak (CSERNY et al. 1991) és a Fertő-tónak (BÁCSKAY 1991) a jelenleginél jóval magasabb akkori vízállása.

A szubatlanti fázis elején újra a feltöltés volt a jellemző, amely a jelenlegi alacsony árterek anyagát halmozta fel és még ebben a fázisban megkezdődött az alacsony ártér kiformálása a jelenleg is ható bevágódással. Az egységes Szentendrei-sziget ebben a fázisban jöhetett létre.

## Irodalom – References

- BÁCSKAY E. 1991: Régészeti kutatások földtani tanulságai magyarországi példákon. – *Földtani Intézet Évi Jelentése 1989-ről*, 614–621.
- CSERNY T., BODOR NACY E. & HAJÓS M. 1991: A Balaton aljzatára mélyített TÓ 24. sz. fúrás földtani vizsgálatának eredményei – *Földtani Intézet Évi Jelentése 1989-ről*, 178–209.
- DINNYÉS I., KÓVÁRI K., LOVAG Zs., TETTAMANTI S., TOPÁL J. & TORMA I. 1986: *Magyarország régészeti topográfiája 7.*, Pest megye régészeti topográfiája XIII/1., A budai és szentendrei járás – Akadémiai Kiadó, Bp. 389 p.
- DINNYÉS I., KÓVÁRI K., KVASSY J., MIKLÓS Zs., TETTAMANTI S. & TORMA I. 1993: *Magyarország régészeti topográfiája 9.*, Pest megye régészeti topográfiája XIII/2., A szobi és a váci járás – Akadémiai Kiadó, Bp. 381p.
- GÁBRIS Gy. 1985: Az Alföld holocén paleohidrológiai vázlata. – *Földrajzi Értesítő* 34, 391–408.
- GÁBRIS Gy. 1986: Alföldi folyóink holocén vízhozamai – *Alföldi Tanulmányok* 10, 35–52.
- GÓCZÁN L. 1955: A Szentendrei sziget geomorfológiai fejlődéstörténete. – *Földrajzi Értesítő* 4, 301–316.

- KORDOS, L. 1977: Changes in the Holocene Climate of Hungary Reflected by the "Whole-thermometer" Method. – *Földrajzi Közlemények* 25, (101), 222–229.
- KORDOS, L. 1987: Climatic and ecological changes in Hungary during the last 15 000 years. – In: Pécsi, M. & KORDOS, L. (Eds): *Holocene environment in Hungary*. Akadémiai Kiadó, Bp., 11–25.
- MARI L. 1995: Duna menti felső-pleisztocén–holocén felszínek geomorfológiai-tájföldrajzi vizsgálata a Szentendrei-sziget példáján. – Egyetemi doktori értekezés, Budapest 187 p.
- SOMOGYI S. 1988: Magyarország holocén kori főbb paleoökológiai változásai. – *Földrajzi Értesítő* 38, 227–230.
- WINTER J., KONTUR I. & KORIS K. 1989: Kisvíz és középvízi felszíngörbék a Szentendrei-sziget körül. – *Hidrológiai Köz.* 69, 33–38.



## A balatoni negyedidőszaki üledékek kutatási eredményei

### *Results of an investigation into Quaternary lacustrine sediments in Lake Balaton*

CSERNY Tibor<sup>1</sup>

(11 ábra)

*Tárgyszavak:* Balaton, negyedidőszak, tavi üledékek, üledékvastagság, stabil és radioaktív izotópok, radiokarbon kor, a Balaton kialakulása és fejlődéstörténete, limnogeológia

*Keywords:* Lake Balaton, Quaternary, lacustrine sediments, thickness of the sediments, stable and nuclear isotopes, radiocarbon age, formation and evolution history of Lake Balaton, limnogeology

#### Abstract

The average thickness of Quaternary sediments accumulated in Lake Balaton amounts to 5 m, with the highest value registered in the mouth of Zala river, whereas no sedimentation occurs in Tihany depression. From the lake bottom upward lake sediments are constituted by debris, peat and calcareous mud with increasing carbonate content. Carbonate minerals amounting to 50–70% (Mg-calcite, dolomite, calcite, protodolomite and aragonite) are basically allochthonous (inorganic precipitation, product of phytoplankton metabolism, shell debris) and subordinately autochthonous (sediments brought by streams, falling dust). The other 30–50% of mud consists of silt, sand and clay transported by streams or washed in by coastal abrasion. Geological and essentially palaeontological and isotope-geochemical investigations of cores of boreholes penetrated in the lake bed allowed us to learn the lake's formation and evolution.

Towards the end of Pleistocene, approximately 15 000–17 000 years BP several shallow ponds with clean and cold water formed in the site of Lake Balaton. The inundation progreded from the west to the east. Warming climate and increasing precipitation brought about the rise of water level. Moreover, abrasion progressively destroyed the dams separating the ponds and around 5000 years BP a uniform lake was formed. Later, as a function of changing climate the water level of the lake varied between +6 m and –1 m as compared to its recent value. Water trophy of the lake during its evolution changed frequently but mesotroph state predominated. As a function of prevailing climate coniferous grove woods and later deciduous forests proliferated in the lake's surroundings up to the beginning of the Holocene.

Regarding the total thickness of lake sediments, the average velocity of their accumulation amounts to 0.4 mm/year. In a special site this value varies, however as a function of the erosional-accumulational activity of underwater currents, lake depth, the area covered by water, water quality, climate and the vegetation cover of coastal areas. The mud accumulated in recent Lake Balaton is around one and a half times more (approximately 2.5–3.0 km<sup>3</sup>) then the amount of water (approximately 2 km<sup>3</sup>).

#### Összefoglalás

A tavi üledék átlagvastagsága 5 m, a legvastagabb 8 m a Zala torkolatában, míg a Tihanyi kút körzetében nincs üledékképződés. A mederüledék összetétele az aljzattól felfelé törmelék, tőzeg, majd egyre magasabb karbonát-tartalmú mészsízap. Az 50–70%-nyi karbonátásvány (Mg-kalcit, dolomit, kalcit, protodolomit és aragonit) főleg autochton (anorganikus kicsapódás, fitoplankton anyagcseréjének terméke, héjtöredék), alárendelten allochton eredetű (vízfolyások hordaléka, hulló por). Az iszap további 30–50%-a a vízfolyások által beszállított, ill. a parti abrázió által bemosott aleurit, homok és agyag. A mederfúrásokban harántolt rétegek földtani vizsgálatára, elsősorban

<sup>1</sup> Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14.

paleontológiai és izotóp-geokémiai módszerekkel, lehetőséget adott a tó kialakulásának és fejlődéstörténetének megismerésére is.

A Balaton helyén a pleisztocén végén, kb. 15 000–17 000 év BP. között több kis mélységű, tiszta és hideg vízü tavacska alakult ki. Nyugatról kelet felé a vízzel borítottság egyre később következett be. A hőmérséklet melegedésével és az éghajlat csapadékosabb válásával a vízszint növekedett, a tavakat elválasztó gátak az abrázió hatására fokozatosan megszűntek, és cca. 5000 év BP. kialakult az egységes vízfelület. Ezt követően a tó vízszintje, az éghajlat változásának függvényében a mai vízszinthez képest +6m és -1m között váltakozott. A Balaton trofitása fejlődéstörténete során gyakran változott, de általában a mezotróf állapot volt rá a legjellemzőbb. A tó környezetében, a holocén kezdetéig túlelveli ligetes, majd lombos erdők voltak jellemzőek, az uralkodó éghajlat függvényében.

A tavi üledékek felhalmozódási sebessége a teljes üledékvastagságra vonatkozóan átlagosan 0,4mm/év. Ezt az érték konkrét helyhez kötötten azonban függ a víz alatti áramlások iszapmozgató hatásától, a tó mélységétől, a tóval borított terület nagyságától, a víz minőségétől, továbbá az éghajlattól és a parti területek növénytakaróval borítottságától. A jelenlegi Balaton mederében felhalmozott iszap mennyisége hozzávetőlegesen 1,5-szerese (kb. 2,5–3,0 km<sup>3</sup>) a víz mennyiségének (kb. 2 km<sup>3</sup>).

## Bevezetés

A Balaton környezetében a turizmus fellendülése, a gyors és gyakran átgondolatlan településfejlesztések és területhasznosítások a tó vízminőségének rohamos és látványos romlását idézték elő a nyolcvanas évek elejére. Több hatóság (Vízügyi, Környezetvédelmi, Földtani), egyetemi tanszék (Budapesti Műszaki, Keszthelyi Agrártudományi) és kutató intézet (MTA Balatoni Limnológiai) egymással párhuzamosan, de más szempontok és módszerek segítségével próbáltak és jelenleg is igyekeznek megoldást találni a tó számtalan környezetvédelmi problémájára. A teljesség igénye nélkül, az egyes szakterületek fontosabb összefoglaló munkáit és szakembereit feltétlenül meg kell említeni: CHOLNOKY (1897, 1918), LÓCZY (1913), KÉZ (1931), ENTZ & SEBESTYÉN (1942), ZÓLYOMI (1952, 1987), ZÓLYOMI & NAGY L.-né (1992), BULLA (1958), ERDÉLYI (1963, 1983), SZESZTAY (1961), BENDEFFY & V. NAGY (1969), RÓNAI (1969), MAROSI & SZILÁRD (1981), MÜLLER (1970), MÜLLER & WAGNER (1978), MIHÁLTZNÉ (1983), MÁTÉ (1987), MÁTÉ et al. (1981), MIKE (1976), SOMLYÓDI (1983), HERODEK et al. (1984, 1988), ISTVÁNOVICS et al. (1989), VÖRÖS et al. (1984).

A Magyar Állami Földtani Intézet 1965-től napjainkig folyamatosan részt vállal a környezeti kutatásokban, a tó és vízgyűjtőjén végzett földtani munkálatok révén. A Balaton mintegy 780 km<sup>2</sup>-nyi parti sávjának 1:10 000-es méretarányú építésföldtani térképezése 1965–1979 között folyt (BOROS & CSERNY 1983, BOROS et al. 1985, CSERNY et al. 1997), melyet a kiterjesztett üdüllőkörzet mintegy 5200 km<sup>2</sup>-nyi környezetföldtani térképezése követett, 1:50 000-es méretarányban, 1981–1990 között (PAPP 1992, CSERNY 1997). 1981-ben indult meg a Balaton komplex földtani kutatása, mely napjainkban is tart. A költségvetésből, közte számos OTKA (550, T 022371), OMFB, sőt EU (PECO 92) pénzügyi forrásokból támogatott balatoni kutatás négy szakaszra osztható: aktuálgeológiai (BODOR 1987, BRUCKNER-WEIN 1988, CSERNY 1987) földtani-geofizikai (CSERNY 1993), környezetföldtani (CSERNY, et al. 1995, CSERNY 1999, NAGY-BODOR & CSERNY 1998) és limnogeológiai (NAGY et al. 1996, CSERNY & NAGY-BODOR 2000). A komplex

földtani módszerekkel elvégzett földtani kutatás a következő kérdésekre keresett választ:

1. Milyen fizikai, kémiai, szedimentológiai tulajdonságokkal rendelkeznek a balatoni üledékek?

2. Milyen a tavi üledékek térbeli helyzete és vastagsági viszonyai?

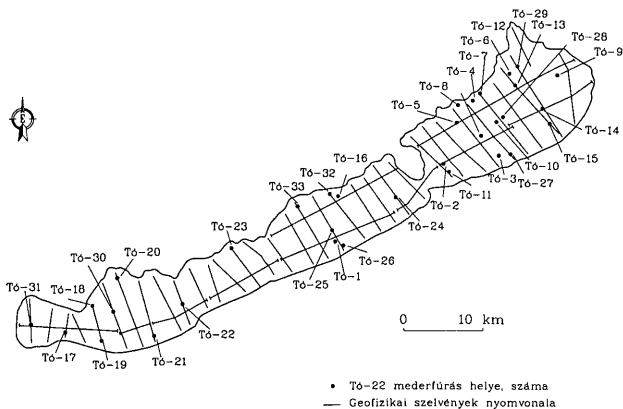
3. Mikor és hogyan alakult ki a Balaton? Hogyan változott a tó mélysége és vizének minősége?

4. Hogyan hasznosíthatók a komplex földtani alap kutatás eredményei a tó környezetvédelme érdekében?

A feltett kérdésekre a negyedidőszaki tavi üledékek több kutatási szakaszban elvégzett vizsgálatainak eredményei adtak választ.

Az *aktuálgeológiai* program keretében lemélyített 33 db mederfúrás (1. ábra) rétegsorai és több száz minta laboratóriumi vizsgálata alapján ismeretessé vált a balatoni üledékek számos fizikai, kémiai és szedimentológiai tulajdonsága, továbbá bizonyossá vált, hogy a Balaton negyedidőszaki tavi üledékei cca. 15 000 év BP-től kezdődően napjainkig folyamatosan rakódtak le, és diszkordánsan települnek az idősebb pleisztocén folyóvízi vagy felső-pannóniai tavi képződményekre.

A földtani térképező és geofizikai szelvényező munkákat felölelő második kutatási fázis eredményei adtak választ az üledékek vastagsági viszonyaira és térbeli kiterjedésükre vonatkozóan. A kubai-magyar tudományos együttműködés keretében elvégzett szeizmoakusztikus szelvényezés (1. ábra) kiváló minőségű folyamatos regisztrátumai és a tó parti sávjának térképezése segítségével először



1. ábra. a balatoni mederfúrások és geofizikai szelvényvonalak helyszínrajza

Fig. 1 Layout of boreholes and geophysical sections in Lake Balaton

váltak ismertté a Balaton aljzatának fontosabb tektonikai elemei és anyagminőségbeli különbségei.

A környezetföldtani célú, harmadik kutatási fázisban a tavi üledékek paleontológiai és izotóp-geokémiai vizsgálata, valamint azok eredményeinek közös kiértékelése alapján ismertté vált a tó kialakulásának ideje, paleohidrológiai fejlődéstörténete, a környezetében előforduló vegetáció időbeli alakulása, valamint rekonstruálni lehetett a térség klímaváltozásait az eltelt közel 15 ezer évre vonatkozóan.

Az alkalmazott földtani (ún. limnogeológiai) kutatásaink sorában három téma érdemel említést: a Kis-Balaton szűrőhatásának, a Keszthelyi-öbölben folyó rétegekotrások hatékonyságának és a tavi üledékek foszfortartalmának vizsgálata.

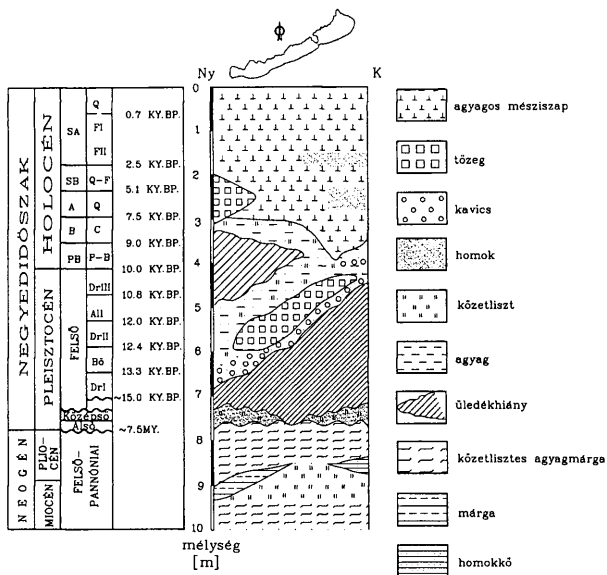
### A balatoni üledékek tulajdonságai

A Balaton fejlődéstörténete és üledékképződése két alapvetően eltérő szakaszra osztható: az első szakaszban, mely a holocén kezdetéig (10 000 évvel ezelőtt) tartott, a törmelékes üledékképződés és a tőzeglápok kialakulása játszott meghatározó szerepet. A második szakaszban, mely a holocén elején kezdődött és jelenleg is zajlik, elsődlegesen a kémiai úton kivált agyagos mészszipap dominál, mellyel párhuzamosan a törmelékes alkotók aránya fokozatosan visszaszorul (CSERNY 1987).

A Balaton üledéksora néhány centiméter vastag kavicsos, homokos bázisképződménnyel kezdődik, ezen általában néhány deciméter vastag tőzegréteg található, majd végig többé-kevésbé homogén összetételű karbonátos, agyagos kőzetliszt iszap. A déli partnál és a Tihanyi-szoros körzetében 1,0–2,5 m vastag homok települ az aljzatra, s csak ezután találjuk meg a mésztartalmú kőzetlisztet. Az üledék szemcseösszetételét tekintve legtöbbször agyagos kőzetliszt, melynek karbonáttartalma 50–70%, ezért az üledék valójában mészszipap. Színe szürke, különböző színárnyalatokkal. A tavi üledékek testsűrűsége a mélység felé fokozatosan nő, agyagos mészszipap esetében 1,4 g/cm<sup>3</sup>-ről 1,8 g/cm<sup>3</sup>-re, mészszipapos finomhomoknál 1,7 g/cm<sup>3</sup>-ről 2,0 g/cm<sup>3</sup>-re. Anyagsűrűségük 2,2–2,3 g/cm<sup>3</sup> között mozog. Porozitásuk az iszap felszínén 50% feletti (szuszpenzió), mely a szemcseméret és a mélység függvényében 20–30%-ra csökken. Konzisztencia index alapján, mely a képződmény állapotáról ad felvilágosítást, az üledék az „igen lágy”-tól a „puha” állapotba megy át. A képződmények plasztikus indexe az agyagtartalom függvényében változik, nem egyszer a 100%-ot is eléri. A vártnál nagyobb érték a nagy montmorillonit tartalomnak (több mint 10%) köszönhető. Az aljzatot és a balatoni üledékeket bemutató elvi földtani rétegoszlop a 2. ábrán látható.

A rétegek ásványtani és geokémiai vizsgálata alapján a holocén tavi üledékek igen nagy elsődleges porozitású mészszipapok, melyek elsősorban magnézium tartalmú kalcitból, alárendelten dolomitból és kalcitból, sőt néhol protodolomitból állnak. Az alkotó ásványok kémiaiilag nagyon instabilak. A magnézium tartalmú kalcitban a Ca/Mg arány a mélységgel csökken, azaz a Mg-tartalom relatíve nő. A MgO-tartalom a fúrások anyagának egy részében két maximumú. Mg-kalcitot egyáltalán nem tartalmazó fúrásanyagok a tó nyugati

A BALATON NEGYEDIDŐSZAKI TAVI ÜLEDÉKEINEK  
ELVI RÉTEGSORA



2. ábra. a Balaton negyedidőszaki tavi üledékeinek elvi rétegoszlója

Fig. 2 General geological sequence of the Quaternary lacustrine sediments of Lake Balaton

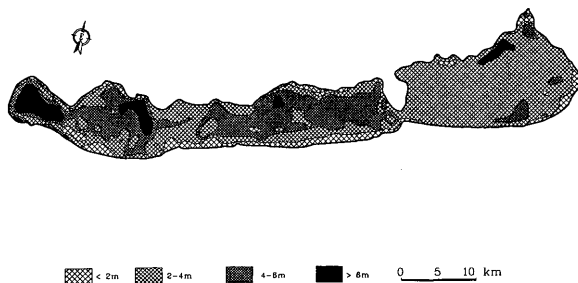
részén, csak kevés Mg-kalcitot a tő hosszstengelyének középtáján, míg Mg-kalcitot és normál kalcitot tartalmazó fúrásanyagok a keleti medencében találhatók (MÜLLER 1970, CSERNY 1993). Ez a jelenség a Zala által szállított víz hígító hatásának következménye, mivel a karbonát főként anorganikus kicsapódás, alárendelten a fitoplankton anyagcserejét kísérő folyamatok és hejtörédek maradványainak eredménye. Tehát, már a rétegsorokban talált karbonátásványok jellege alapján megállapítható, hogy a Siófoki-részmedencében erőteljesebben jelentkezik a tavi üledékképződés jellege, mint a Keszthelyiben. A tavi rétegsor alsó harmadában, mely a felső-pleisztocén legvégét reprezentálja, elemi kén kiválást, nagy elemi szén feldúsulást, sziderit és esetenként gipsz-kristályt találtunk (BRUCKNERNÉ 1988). Mindez az üledék-felhalmozódás idején uralkodó oxigén-szegény környezetre és a víz magas szervesanyag-termelékenységére utalnak.

A negyedidőszaki üledék jellegében megfigyelhető váltás a klímában és az e nyomán kialakult paleoökológiai és -hidrológiai körülményekre vezethető vissza.

A tó környezetében, kezdetben gyér volt a vegetáció és a szélsőséges klíma hatására intenzív az areális, a lineáris erózió, valamint a defláció. Később, a klíma melegebbé és csapadékosabbá válásával a parti régióban egyre gazdagabbá vált a vegetáció, mely csökkentette az eróziót, azaz az allochton eredetű törmelékes üledékképződés fokozatosan a háttérbe szorult. A vízi növényzet elszaporodása, különösen a boreálistól kezdve (9000–7500 év BP), a biogén eredetű mészszipap keletkezésének előtérbe kerülését, arányának növekedését okozta a tavi üledékben. Ehhez hozzáadódott az éghajlat szárazabbá és melegebbé válása következtében kicsapódott abiogén eredetű karbonát-üledék, mely a fúrási rétegsorokban általában két szintben is megfigyelhető, a magas Mg-tartalmú karbonátásványok (pl. protodolomit, Mg-tartalmú kalcit) formájában. Szintén a melegebb klíma következménye egyes területek kiszáradása, illetve elmoscsarodása miatt helyenként előforduló második tőzegszint és néhány rétegsorban tapasztalt üledékhiány is.

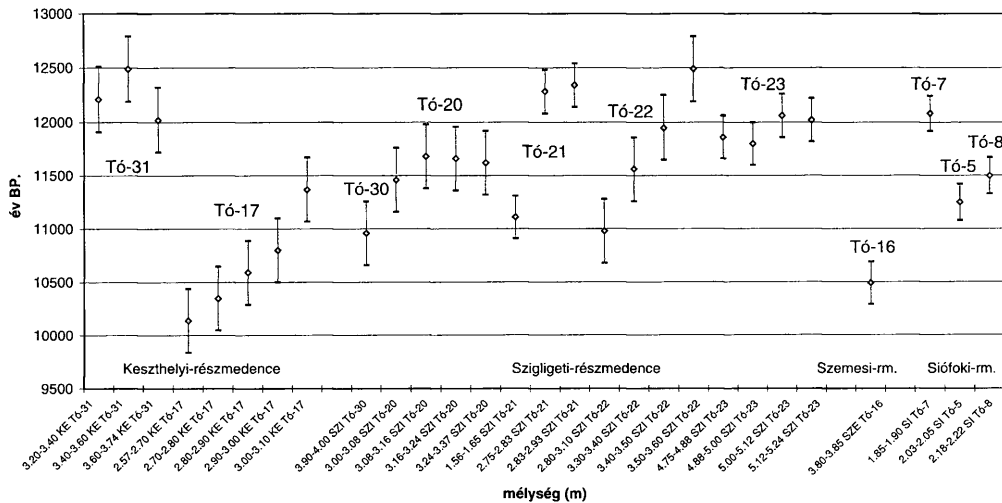
### A balatoni üledékek térbeli helyzete és vastagsága

A Balaton negyedidőszaki üledékeinek átlagos vastagsága 5 m, melynek felső 10–20 cm-es szakasza lágy kolloid. A jelenlegi kiegyenlített mederfenékhez viszonyított üledékvastagság a mederben nagyon eltérő. Egyes aljzat-kiemelkedések felett a tavi képződmények vastagsága 1,0–1,5 m-re is lecsökken, míg a mélyedéseknél 8,0 m-re megnő. Maximális vastagságot a Zala torkolatában (8 m) mértünk (3. ábra). A szelvényeken és a megszerkesztett balatoni aljzat térképen jól követhetők a tektonikailag preformált meridionális völgyek töréses zónái. Láthatók a kezdetleges, „embrionális” részmedencék helyei is. A tó nyugati részmedencéiben az átlagos üledékvastagság 6 m, középső részén 5 m, míg a keleti részmedencében 4 m körüli (CSERNY 1993, CSERNY & NAGY-BODOR 2000). A rendelkezésre álló radiokarbon korok (4. ábra) és üledékvastagság-adatok tanúsága szerint a feliszapolódás sebességének mértéke, a teljes negyedidőszaki szelvényre vonatkoztatva 0,38–0,48 mm/év között adódik. A kisebb értéket a



3. ábra. A Balaton iszapvastagság üledékvastagság térképe

Fig. 3 Map of mud thickness of Lake Balaton



4. ábra. A mederfúrások tőzegrétegeinek radiokarbon kora, részmedencénként, a mélység függvényében

Fig. 4 Radiocarbon age of the peat-layers in boreholes as a function of depth

Siófoki-részmedencében, a nagyobbat a Keszthelyi-medencében tapasztaltuk. Mindez az egységnyi vízfelületre jutó vízgyűjtő terület nagyságával és a tápláló vízfolyások által szállított üledék mennyiségével magyarázható. Ugyanakkor, a feliszapolódás sebességének értéke a rétegsorok felső szakaszában nő, és helyenként eléri az 10 mm/év mértéket is (pl. Keszthelyi-öböl, a tó északi partja menti védett öblök helyén).

### A Balaton kialakulása és fejlődéstörténete

Az üledékminták palinológiai vizsgálata során statisztikailag külön értékeltük a szárazföldi (parti) területen elterjedt fás szárú (Arbor Pollen) és lágyszárú (Non Arbor Pollen), továbbá a vízben élt növényi vegetáció pollen és spóra anyagát, illetve az algák maradványait. Az AP főként az időbesorolást és a klíma rekonstruálását segítette, a NAP a klimatikus viszonyokat, a vízi növények kiértékelése pedig a részmedencék vízborítottságát és a víz trofitásának változásait mutatta (BODOR 1987). A vízmélységében és vízminőségében bekövetkezett ökológiai változások rekonstruálását finomították az ostracoda, diatóma és mollusca vizsgálatok eredményei. A paleontológiai eredményekkel elsősorban párhuzamba állított izotóp-geokémiai, de más egyéb földtani (szedimentológiai, ásvány-kőzettani) vizsgálatok elősegítették a Balaton környezetében bekövetkezett éghajlat- (hőmérséklet, csapadék) és a vízi környezet (vízszint, vízminőség) változások további pontosítását (NAGY-BODOR & CSERNY 1998).

A palinológiai meghatározások alapján (BODOR 1987, NAGY-BODOR & CSERNY 1998), a tőzegrétegek radiokarbon korának és az üledék szedimentológiai jellegének (CSERNY & NAGY-BODOR 2000) figyelembe vételével a mederfúrások rétegsorait az uralkodó éghajlati jeleget tükröző zónákra lehetett felosztani. A fontosabb fúrások rétegsorainak felosztását és korrelációjukat az 6. ábra mutatja be, melyről leolvasható, hogy:

- A balatoni üledékek a dryas I-től (cca. 17–15 ezer év BP) kezdve halmozódtak fel, a medence nyugati részén korábban, mint a keleti félen. A tőzegek radiokarbon kora, az üledékek jellege, és a bennük talált pollen asszociáció alapján a vízborítás időbeli eltolódása mintegy 2–3000 évre tehető (BODOR 1987, NAGY-BODOR & CSERNY 1998).

- Gyakorlatilag egyetlen fúrás sem tartalmaz a dryas I-től napjainkig bezárólag folyamatos és hiánytalan rétegsort. A tó nyugati felénél ugyan megtalálhatók a legidősebb üledékek is, viszont a késő-pleisztocén vége és a holocén kezdete táján (11 000–9000 év BP között) általában üledékhiány tapasztalható. A rétegiszinkronizáció fekvésében észlelt tőzeg, tömeges mollusca héj felhalmozódás és a vegetáció kép a tó vízszintjének jelentős csökkenését, elmocsarasodást, illetve területek szárazzá válását mutatja. A középső és a keleti részmedencékben a rétegsor folyamatos, de az üledékképződés csak a dryas II – alleröd (13 000–11 000) között kezdődik el.

- A parti fúrásokban a tó közepén lévőkhöz képest időben kissé eltolódva jelentkeznek az üledékek, és a réteghiányok is hosszabb időtartamban tapasztalhatók. Ez viszonylag sekélyvizű vízborítást és változások lassú folyamatát jelzi.



Kor	Felosztás		C <sub>14</sub> kor ezer év B.P.	Korrigált kor ezer év B.C.	Régészeti korok (Közép-Európa) 1.	Vegetációs fázisok 2.		Éghajlat jellege	
								Blytt és Semander 3.	Nagy Bodor E. 4.
HOLOCÉN	FIATAL	Subatlanti (S.A.)	0,7-1,2	0,8-0,5	Újkor Középkor Rómaikor Vaskor Bronzkor Rézkor	X	mai vegetáció	hűvös,	hűvösebb szárazabb
	IDŐS		2,5-2,8			IX	Fagus (F1,F2)	nedves	melegebb nedvesebb
	Subboreál (S.B.)		5,1			VIII	Quercus-Fagus (Q-F)	meleg, száraz	hűvösebb nedvesebb
	Fiatal atlanti (Y.A.)		6,0			VII	Quercus (Q)	meleg,	legmelegebb nedves (klíma-optimum)
	Idős atlanti (O.A.)		7,5			VI		nedves	
	Boreál (B.)		9,0		Mezolitikum	V	Corylus (C)	meleg,	meleg száraz
	Preboreál (P.B.)		10,2-10,3			IV	Pinus-Betula (P-B)	száraz	melegebb nedves
	Fiatal Dryas (Dr.III.)		10,8	12,2-11,9	Felső-Paleolitikum	III		hűvös, Száraz	hűvös száraz
	Alleröd (All.)		12,0			II		meleg, nedves	melegebb száraz
	Idős Dryas (Dr.II.)		12,4			I	I.c.	hűvös, száraz	hűvösebb nedves
FELSŐ-PLEISZTOCÉN	Bölling (Bö.)		13,3				I.b.		enyhébb szárazabb
	Legidősebb Dryas (Dr.I.)		18,0-20,0				I.a.		enyhébb nedvesebb
	Wülm III.							hideg, száraz	hűvös száraz

1 Bácskai E. (1992), in: Jámor (1999)

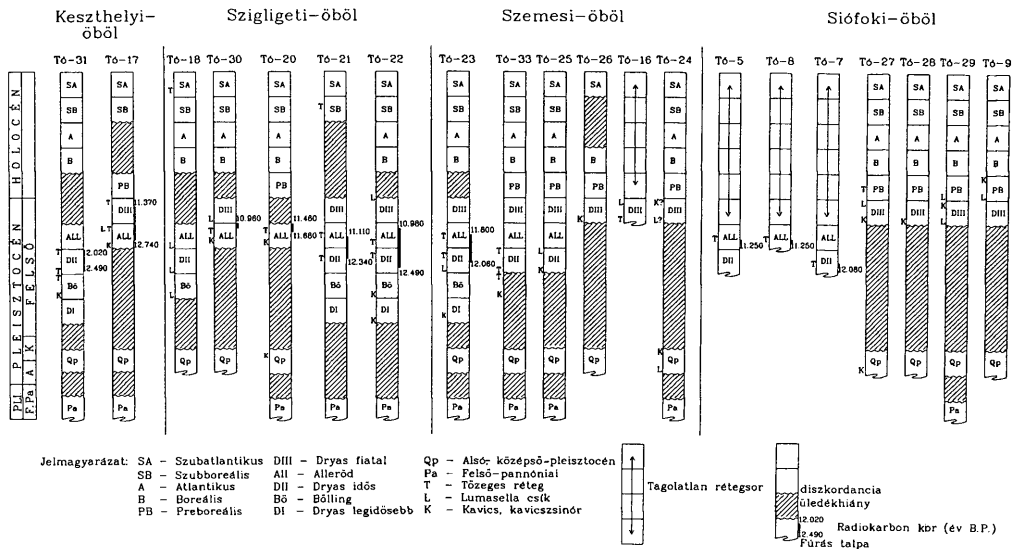
2 Firbas (1949), in: Zólyomi (1952)

3 Géczy (1972)

4 Cserny &amp; Nagy Bodor E. (1998)

5. ábra. Korrelációs kortáblázat

Fig. 5 Correlation chart



6. ábra. A mederfúrások korrelációs táblázata (CSERNY T. szedimentológiai, HERTELENDI E. radioizotóp és NAGYNÉ BODOR E. palinológiai adatai alapján)

Fig. 6 Correlation of the boreholes on the basis of sedimentological (by CSERNY) isotope-geochemical (by HERTELENDI) and palinological (by NAGY-BODOR) investigations

A déli part mentén 11 000–5000 év BP között tapasztalt üledékhiány pedig azt mutatja, hogy ez időtartam alatt a Balaton vize nagyon sekély volt.

– Összesen 11 fúrásban harántolt tőzegréteg radiokarbon kora 10 140 ( $\pm 300$ ) és 12 490 ( $\pm 300$ ) év BP. (Before Present, azaz 1950 előtt) között váltakozott. Tehát, a Balaton területén a tőzegesedés a dryas II-ben indult meg, főként az allerödben tartott, és a dryas III elején fejeződött be. A tőzegképződés cca. 1000–1500 évig tartott (CSERNY et al. 1995). A fúrásokban harántolt tőzegréteg vastagságát, képződésének korát, továbbá a tőzegképződés sebességét, illetve a tavi üledék-felhalmozódás sebességét az adott fúrás teljes rétegsora alapján az alábbi táblázat mutatja be.

A fúrás jele	a tőzegréteg vastagsága (cm)	A tőzeg felhalmozódásának időtartama (év)	a tőzeg felhalmozódási sebessége (mm/év)	a tavi üledékek felhalmozódási sebessége (mm/év)
T6-5	3			0,18
T6-7	10			0,16
T6-8	10			0,19
T6-16	13			0,36
T6-17	50	1250	0,33	0,30
T6-20	37	1018	1,08	0,27
T6-21	113	1230	0,81	0,21
T6-22	80	1510	1,37	0,28
T6-23	49	1062	1,39	0,42
T6-30	10			0,36
T6-31	54	729	1,0	0,30

– A Keszthelyi- és Szigligeti-öblök mederfúrásaiban több és vastagabb tőzeg található, mint a Szemesi- és Siófoki-öblökben mélyültekben. Mivel a tőzeg képződésének idején a ma már egységes tavat alkotó részmedencék még különálló, önálló kis tavak voltak, a tőzeg előfordulásban tapasztalt eltérések a részmedencék közvetlen környezetének domborzati, hidrológiai és klimatológiai körülményeivel magyarázhatók. A ma is jól megfigyelhető különbségek önálló víztestek esetében felerősödve jelentkeztek. Ezek, röviden a következők lehettek:

1. A nyugati tavcskák felszíni vízgyűjtője lényegesen nagyobb volt, mint a keleti részé.

2. A nyugati részen a felszínalatti vízutánpótlás a Keszthelyi-hegység felől jelentős volt, míg a Balaton-felvidékről minimális.

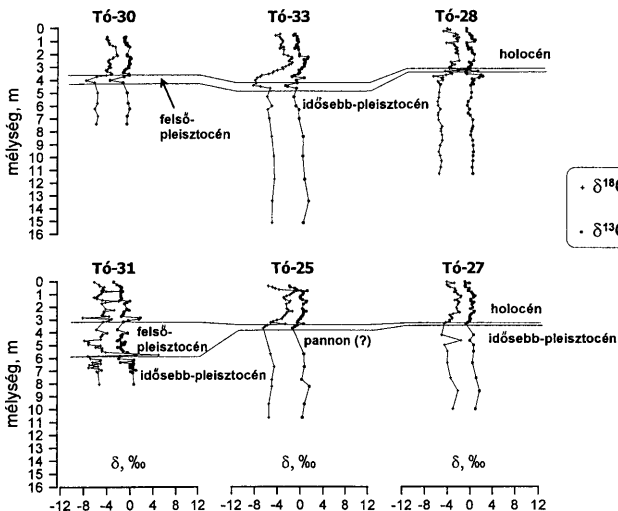
3. A nyugati vízgyűjtőn a csapadékosabb atlanti klímahatás érvényesült, míg keleten a melegebb és szárazabb kontinentális hatás.

4. A nyugati területet széles és lapályos környezet vette körül (Kis-Balaton környezete, a Tapolcai-medence és a Nagyberek), míg a keleti rész magasabb morfológiai helyzetben lévő területek közé „szorult” be.

A fenti okok miatt, nyugaton nagyobb felszíni és felszínalatti vízmennyiség jelentkezett, ez azonban nem tudott lényeges vízszint emelkedést a tavakban létrehozni, legfeljebb nagyobb felületű mocsarakat, vizenyős területet hozott létre. Ezért találunk ma a Keszthelyi- és Szigligeti-öblök mederfúrásaiban és partmenti régióiban gyakran tőzeget. A keleti részeken, a kevesebb csapadék és felszíni hozzáfolyás, a relatíve szűkebb térben is ellegendőnek bizonyult a sekély

mélységű, de többé-kevésbé kiegyensúlyozott hidrológiai rezsimű tavi környezet fenntartásához.

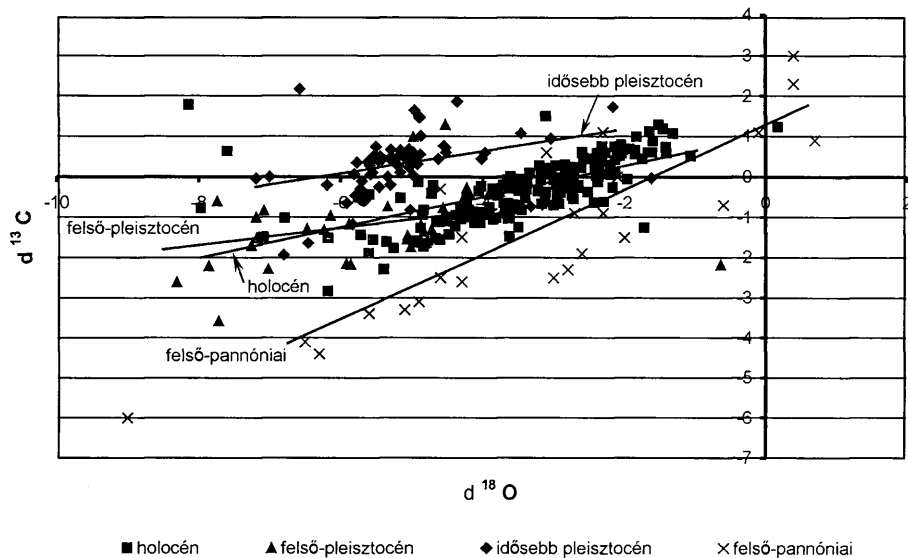
A 7. ábrán, ahol a Balaton részmedencéit reprezentáló fúrások stabil izotóp szelvényei láthatók, három élesen elváló szakasz különböztethető meg. Az alsó szakasz görbelefutása szerint az aljzat képződményeinek lerakódása során a



7. ábra. Mederfúrások rétegsorainak stabilizotóp ( $\delta^{18}\text{O}$  és  $\delta^{13}\text{C}$ ) értékei

Fig. 7 Stable isotope values ( $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$ ) of drilling sequences)

mainál csak alig hűvösebb éghajlati viszonyok voltak. Ezt követi a görbe legnegatívabb értékekkel rendelkező szakasza, mely a késő-pleisztocénben uralkodó mainál lényegesen hűvösebb éghajlatot mutat. Az elmúlt tízezer év éghajlati görbéjén megfigyelhető pozitív értékek felé mutató ív az atlantikumi (cca. 5–7 ezer évvel BP körül) klíma-optimumot jelzi, ahol a mainál melegebb és csapadékosabb volt az éghajlat. Az autochton tavi karbonátok stabil-izotóp ( $\delta^{18}\text{O}$  és  $\delta^{13}\text{C}$ ) összetétele nemcsak a klíma rekonstrukciót segítette, de az említett értékek keresztkorrelálása hidrológiai következtetések levonására is alkalmas volt (8. ábra). Eredményeink bizonyították, hogy a Balaton cca. 15–17 ezer évvel ezelőtti kialakulása óta olyan zárt vízrendszer, ahol a vízszint (és a víz minősége) meghatározó mértékben a mindenkor éghajlati viszonyok (hőmérséklet, csapadék, párolgás) függvénye (MEDVE 1996).



8. ábra. Balatoni negyedidőszaki karbonátos üledékek stabilizotóp ( $\delta^{18}\text{O}$  és  $\delta^{13}\text{C}$ ) értékeinek korrelációja

Fig. 8 Correlation of stable isotope values ( $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$ ) in the Quaternary calcareous sediments of Lake Balaton)

A karbonátos üledékek stabil-izotóp értékeinek mérésével és az eredmények értelmezésével sikerült bebizonyítani, hogy a balatoni üledékek alatt, azaz a jelenkori Balaton aljzatában, a mostanáig késő-pannóniai korúnak tartott képződmények helyett (és részben mellett), a balatoni tavi üledékeknel idősebb, de pleisztocén korú üledékek (is) megtalálhatók. A mederfúrások rétegeinek stabil-izotóp összetételében tapasztalt különbözőségek, továbbá a Balaton és a Pannon tavak üledékei között található rétegek késő-pannóniaiánál hűvösebb és szárazabb klímára utaló értékei csupán közvetetten utalnak a réteg relatív korára. Annak eldöntése, hogy a mindenképpen vízi környezetben (nagy valószínűséggel időszakos vízborításból, vagy folyóvízből) kiülededett rétegek a késő pleisztocén interstadiálisában, vagy idősebb pleisztocén interglaciálisokban jöttek-e létre, még nem egyértelmű. Ennek részletes földtani kutatása a jövő feladata és sok érdekes újdonságot rejt.

A Balaton és környezetének negyedidőszakban lejátszódott földtani fejlődéstörténete korábbi szerzők (LÓCZY 1913, CHOLNOKY 1918, ERDÉLYI 1985, MAROSI & SZILÁRD 1981, RÓNAI 1969, ZÓLYOMI 1987) véleménye és saját kutatásaink eredményei alapján a következőképpen foglalható össze:

A pleisztocén nagyobb részében a már korábban kialakult, és a pleisztocénben továbbra is aktív törések mentén a Balaton környezetének differenciált mértékű emelkedése folytatódott, miközben erőteljes denudációs folyamatok (erózió, defláció) mentek végbe. Az egymáshoz képest különböző gyorsasággal emelkedő blokkok területén tektonikailag preformált relatív süllyedékek, völgyek és deflációs mélyedések egyaránt kialakultak. A lepusztulás az eredeti pannóniai felszíntől minimálisan 100–150 métert ért el. A Balaton-felvidék völgyeiből kilépő időszakos, vagy esetenként hosszabb ideig is tartó vízfolyások, melyek a Balaton déli partjának meridionális völgyeiben a déli erózióbázis felé törtek, jelentős mennyiségű üledéket is leraktak (ezek elsősorban a déli parton tanulmányozhatók). A teljes pleisztocén során igen szélsőséges éghajlati viszonyok uralkodhattak, hiszen a déli parton ismeretes meleg éghajlatra utaló eluviális vörös agyag, nedves klímát feltételező folyóvízi kavics és homok, illetve száraz és hűvös pusztákon kihulló lösz. A szeizmoakusztikus szelvényeken nagy energiájú folyóvízre utal, a Zánka előtti mederaljzatban látható szilárd (miocén) kőzetbe bevágódott széles, több-teraszú völgy és az azt kitöltő keresztretegzett üledék-összlet. A térségre jellemző volt az intenzív exogén földtani folyamatok mellett a neotektonikai mozgás is. Valószínű, hogy a középső-pleisztocén végére, a differenciált szerkezeti mozgások és intenzív denudációs folyamatok következtében mai tómedencétől délebbre eső rögök kissé megemelkedtek, illetve a Balaton helyén mélyedések jöttek létre. A késő-pleisztocénben beköszöntő würm eljegesedés idejére, a külső és belső földtani folyamatok a vízhálózat megváltozását eredményezték. A hosszú hideg és száraz würm glaciálisban egyrészt folytatódott a részmedencék lassú süllyedése és a korábban felhalmozott üledékek denudációja, másrészt löszrétegek rakódtak le a déli part rögjein.

A késő-pleisztocén végi posztglaciálisban (cca. 15 000 és 17 000 év BP. között) a klíma csapadékosabbá és melegebbé válása következtében a mai Balaton helyén több kis mélységű, tiszta és hideg vizű tavacska alakult ki. A részben csapadékvízzel, másrészt felszín alatti vizekkel (talaj-, réteg- és karsztvízzel)

feltöltődő medencerendszer vízzel borítottsága nyugatról kelet felé egyre később következett be. Ennek magyarázata lehet az, hogy a nyugati rész vízgyűjtője jelentősen nagyobb volt, továbbá a közelebbi karszt- és talajvízforrások is nagyobb vízbetáplálást biztosítottak. A nyugati medencéket mocsaras, többször kiszáradó, nyugodt, mezotróf illetve mezo-eutróf vízminőségű, nádassal gazdagon övezett sekélyvíz borította. Kelet felé haladva a mocsaras állapot egyre később következett el, és egyre rövidebb ideig tartott, amit a tőzegrétegek radiokarbon kora és a pollen vizsgálatok bizonyítottak. A legkeletibb Siófoki-részmedencében egy kisebb északi partmenti öböl kivételével, a vízborítás csak a késő-pleisztocén legvégén alakult ki. A víz minősége huzamosan mezotróf és mezo-eutróf között ingadozott, tartósan nem vált eutróffá.

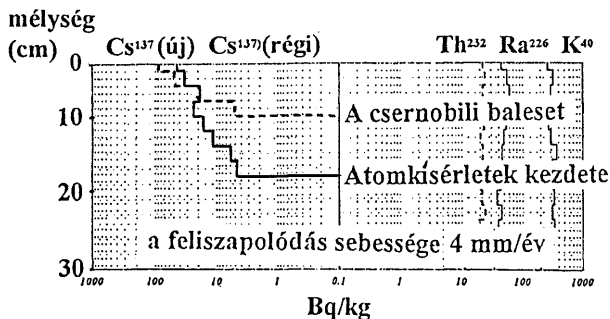
A holocén során a Balaton vízi és szárazföldi környezetében két jelentős változás játszódott le. Az első a késő-pleisztocén és a holocén határán, a preboreális kezdetén (cca. 10 300 év BP). Ekkor, a még külön életet élő részmedencékben mezotróf illetve mezo-eutróf minőségű sekély víz uralkodott. A boreális (9000–7500 év BP. között) idején a részmedencék vize – először történetük során – már tartósan eutróffá vált. A második jelentősebb változás a szubboreális szakasz kezdetén (cca. 5100 év BP) következett be, amikor a hőmérséklet további melegedése és az éghajlat csapadékosabbá válása azt eredményezte, hogy a még egymástól elkülönült tavacsákban a vízszint fokozatosan megnőtt, és a parti abrázió következtében az elválasztó gátak megszűntek, és létrejött az egységes vízfelület.

Ezt követően, a tó mélysége és vízének trofitása elsősorban a hőmérséklet és a csapadék függvényében többször változott. A tó vízszintjének közel szabályos, de nem azonos időközökben történő megemelkedését, illetve visszahúzódását a tavi rétegsorban talált sporomorfák és az algamaradványok minősége és mennyiségi aránya alapján rekonstruálhattuk. A tartósan magas vízszintet a Balaton környékén a 112,5 m A. f. magasságig nyomozható színlők is igazolják, bár ezekből egyértelműen nem következik a mainál 8 méterrel magasabb vízszint (azaz 13–14 m átlagmélységű tó) megléte. Valószínű, hogy a mainál 1,5–2 méterrel magasabb vízállás (azaz 6–7 m átlagmélység) és max. kétszeres vízfelületű tó tartósan kialakulhatott. Számítások szerint (BENDEFY & V. NAGY 1969) a Balaton 106,5–107,0 m A. f. vízszintnél került természetes hidrológiai egyensúlyba. Az ettől történő eltérések (magasabb szintek) mesterséges beavatkozások eredményeként, csupán időszámításunk kezdete óta mehettek végbe. Ilyen periódusok voltak a népvándorlások, a kelta invázió, a mongolok betörése és a török uralom korában. Ekkor, csapadékos időszakokban a Balaton vízállása 108–109 m A. f. magasságig is megemelkedett, ami átlagosan 8 méter mélységet és a mainál max. 2,5-szer nagyobb vízfelületet eredményezett. Ennél nagyobb kiterjedés nem valószínű, mivel a megnövekvő vízfületről jelentősebb vízmennyiség elpárolgása történt, mint amelyet a felületre eső csapadék és a változatlan nagyságú vízgyűjtőről érkező hozzáfolyás ellensúlyozni tudott volna. Ezért, az említettnél magasabb morfológiai szinteken nyomozható idősebb színlők mai helyzetükbe, valószínűleg neotektonikai, differenciált mozgások következtében kerülhettek. Az ember megjelenése a térségben az atlantikus elején (cca. 7500 év BP) feltételezhető, míg a földművelő és egyéb tevékenységének hatása a szubboreális kezdetétől (cca. 5000 év BP) nyomozható.

### Környezetföldtani kutatások

A Balatonon végzet alkalmazott földtani kutatások egyik feladata a Keszthelyi-öbölben folytatott lepelkotrás hatékonyságának és az üledékek víz alatti mozgásának (kúszása, felkeveredése és reszuszpendálása) vizsgálata. A feliszapolódás mértékének és az üledék ártrendeződések meghatározása érdekében, a korábban már jól bevált laboratóriumi módszereink (szedimentológia, talajfizika, geokémia) mellett, a tavi képződmények felső rétegeiben megtalálható radioaktív izotópok (cézium, ólom, kálium stb.) eloszlását vizsgáltuk. Ennek során, a mintegy fél méter vastag felső üledékrétegben kimutattuk, többek között a  $^{134}\text{Cs}$  és a  $^{137}\text{Cs}$  izotóp szennyeződéseket, amely csak az 1951-es évektől, a légköri atomrobbantások óta kísérhető nyomon a légkörben. A rétegekben, jól látható két maximum: az 1964-es atomcsend egyezmény előtti év és az 1986-os csernobili baleset maximumai. Meglétük alapján becsülhető a tó feliszapolódásának sebessége (9. ábra). Hiányuk a víz alatti elmosást, kiegyenlített, átlagolt értékük az átdolgozott üledék víz alatti felkeveredését és akkumulálódását jelzi (CSERNY et al. 1995). Az iszap-felhalmozódás sebessége nyugodt hidrológiai körülmények között, pl. a Szigligeti-öböl közepén, az elmúlt 40 év során, 14 mm/év; míg az öböl keleti határán 4 mm/év értéket mutat (ezek az értékek magas nedvességtartalmú, laza, konszolidálatlan üledékekre vonatkoznak).

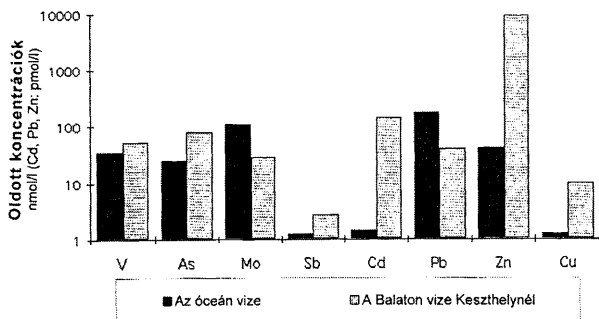
Egy másik kutatási téma a Zala-folyó – Kis-Balaton – Keszthelyi-öböl rendszerben vizsgálta a kiülepedett és a lebegtetett üledékek, továbbá a víz nyomelem, illetve nehézfém tartalmának elterjedését, a Kis-Balaton szűrőhatásának megítélése céljából. A terepen meghatározott paraméterek (pH, Eh, lúgosság, KOI) mellett, a főelemek (Na, K, Ca, Mg, Fe,  $\text{PO}_4\text{-P}$ ,  $\text{NO}_3\text{-N}$ , Cl) és 16 nyomelem (V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, As, Rb, Sr, Mo, Cd, Sb, Cs, Ba, Pb) koncentrációját határoztuk meg. Az eredmények alapján elmondható, hogy a fenti vízrendszer



9. ábra. Tó-22 fúrás rétegsorának radioaktív ( $^{137}\text{Cs}$ ) szelvénye

Fig. 9 Radioactive ( $^{137}\text{Cs}$ ) profile of the drilling Tó-22)





10. ábra. A Balaton vizének néhány nyomelemértéke

Fig. 10 Some trace element values in the water of Lake Balaton

fémekkel nem szennyezett, a kapott koncentrációk összemérhetők az óceáni értékekkel, kivéve az ólom, cink, kadmium, réz, amit légköri szennyezés okoz (10. ábra). Az egyes elemek előfordulási mennyisége összetett (biológiai, hidrológiai, kémiai) folyamatok eredménye, ami a nyitott, sok paraméteres rendszer bonyolultságából fakad (NAGY et al. 1996). Ilyen például néhány redox elem, a (Mo, V és U) viselkedése, melyek redukzív környezetben csapódzódnak a Kis-Balaton üledékeiben, ugyanakkor a Balatonban, ahol oxidatív körülmények uralkodnak, vízben oldott koncentrációjuk megnő. Másik példa: a cink és az ólom, melyek oldatba vitele elsősorban a pH és így közvetve a biológiai aktivitás függvénye. A cink esetében kimutatható, hogy algavirágzás idején (utóbbit a víz pH értékének növekedése is jelzi) csökken a vízben oldott mennyiségük. Ennek oka, hogy a cink az algák számára esszenciális elem, melyet a vízből kivonva szervezetében raktároz, majd elpusztulása után az üledékrétegben felhalmoz. Hasonlóan, algavirágzás esetén csökken a vízben oldott ólom mennyisége is. A jelenség azonban egészen más okkal magyarázható. Az alga mennyiségének növekedése következtében nő a nagy fajlagos felületű szerves anyag és az algák termelte karbonát mennyisége, melyek felületére adszorbeál az ólom.

A harmadik kutatási téma a tavi üledékekben előforduló foszfor mennyiségének és a víz eutrofizációjának kapcsolatát vizsgálta. A Balaton négy részmedencéjében mélyült meder fúrások rétegsorainak összevont foszfor szelvénye azt mutatja, hogy a maihoz hasonló össz-foszfor értékek a Balaton üledékeiben annak kialakulása óta megtalálhatók, sőt az azt megelőző időszakban lerakódott képződményekben is. Mivel a foszfor az üledékekben nem mozgékony, ezért feltételezhető, hogy az egyes rétegek 600 mg/g körüli átlagértéke szingenetikus eredetű, a háttér területek földtani képződményeiből származik. A rétegsorok némely helyén tapasztalható feldúsulás a víztömeg

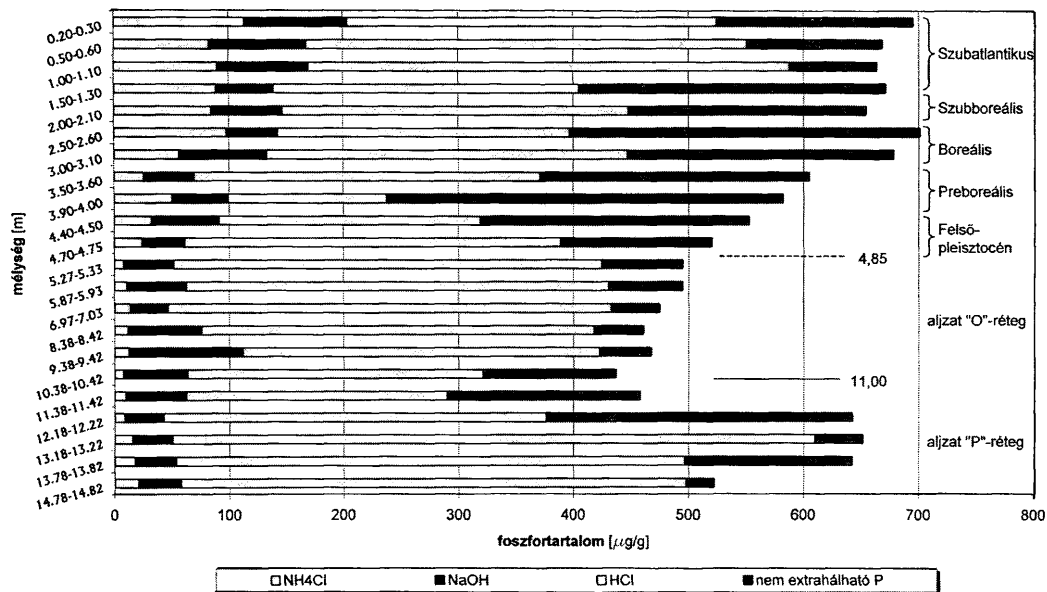
csökkenését (kevés csapadék, magas hőmérséklet és intenzív párolgás következtében) és a vegetáció burjánzását feltételezi. Ezt támasztja alá pl. a Tó–33 fúrásban mért foszfor szelvény is (11. ábra), ahol az össz-foszfor maximális értékei a holocén boreális szakaszában és az aljzat kora-pleisztocén korú üledékeiben találhatók. Ezen időszakokban – a palinológiai és izotóp-geokémiai adatok tanúsága szerint is – száraz és meleg éghajlat volt jellemző. A rétegsorok frakcionált foszfortartalma a balatoni tavi üledékek és az aljzat kora-pleisztocén és pannóniai üledékeiben eltérő képet mutatnak. Az üledékszemcsékhez lazán adszorbeált, ezért  $\text{NH}_4\text{Cl}$ -al könnyen kioldható foszfor aránya a nehezebben oldható vashoz és alumíniumhoz ( $\text{NaOH}$ -al kioldott), illetve a szinte oldhatatlan kalciumhoz kötődő foszforhoz ( $\text{HCl}$ -al oldódó) képest a fiatal tavi üledékek esetében lényegesen nagyobb arányban fordul elő, mint az aljzatot alkotó kora-pleisztocén és pannóniai üledékek esetében (11. ábra). A vízi növényzet elszaporodásakor, amennyiben a könnyen oldódó foszforban deficit lép fel, a vízi szervezetek foszfor szükségleteiket képesek a nehezebben hozzáférhető foszforvegyületekből is biztosítani. Ezért, tömeges elhalásuk és az üledékben történő felhalmozódásuk után, a szervezetükbe beépült foszfor miatt az adott üledékreleg relatív foszfortartalma megnőhet.

### Összefoglalás, fontosabb megállapítások

A tavi üledék átlagvastagsága 5 m, a legvastagabb (8 m) a Zala torkolatában, míg a Tihanyi kút körzetében nincs üledékképződés. A mederüledék összetétele az aljzattól felfelé törmelék, tőzeg, majd egyre magasabb karbonáttartalmú mészszipap. Az 50–70%-nyi karbonát ásvány ( $\text{Mg}$ -kalcit, dolomit, kalcit, protodolomit és aragonit) főleg allochton (anorganikus kicsapódás, fitoplankton anyagcseréjének terméke, héjtöredék), alárendelten autochton eredetű (vízfolyások hordaléka, hulló por). Az iszap további 30–50%-a a vízfolyások által beszállított, ill. a parti abrázio által bemosott aleurolit, homok és agyag. A mederfúrásokban harántolt rétegek földtani vizsgálata, elsősorban paleontológiai és izotóp-geokémiai módszerekkel, lehetőséget adott a tó kialakulásának és fejlődéstörténetének megismerésére.

A Balaton helyén a pleisztocén végén, kb. 15 000–17 000 év BP között több kis mélységű, tiszta és hideg vizű tavacska alakult ki. Nyugatról kelet felé a vízzel borítottság egyre később következett be. A hőmérséklet melegedésével és az éghajlat csapadékosabbá válásával a vízszint növekedett, a tavakat elválasztó gátak az abrázio hatására fokozatosan megszűntek, és cca. 5000 év BP kialakult az egységes vízfelület. Ezt követően a tó vízszintje, az éghajlat váltakozásának függvényében a mai vízszinthez képest +6 m és –1 m között váltakozott. A tó vize kialakulásakor tiszta volt, de hamar mezo- majd eutróffá vált. A Balaton trofitása fejlődéstörténete során gyakran változott, de általában a mezotróf állapot volt rá a legjellemzőbb. A tó környezetében, a holocén kezdetéig túlevélű ligetes, majd lombos erdők voltak jellemzőek, az uralkodó éghajlat függvényében.

A tavi üledékek felhalmozódási sebessége a teljes üledékvastagságra vonatkozóan átlagosan 0,4 mm/év. Ezt az érték konkrét helyhez kötötten azonban függ a



11. ábra. A Tó-33 fúrás rétegsorának foszfortartalma extrahálhatóság szerinti eloszlásban

Fig. 11 Phosphorous content in the profile of drilling Tó-33 in a distribution according to its extractibility

víz alatti áramlások iszapmozgató hatásától, a tó mélységétől, a tóval borított terület nagyságától, a víz minőségétől, továbbá az éghajlattól és a parti területek növénytakaróval borítottságától. A jelenlegi Balaton medrében felhalmozott iszap mennyisége hozzávetőlegesen 1,5-szerese (kb. 2,5–3,0 km<sup>3</sup>) a víz mennyiségének (kb. 2 km<sup>3</sup>), azaz a tó a természetes előregezés fázisába lépett.

A balatoni üledékek komplex földtani kutatásának tudományos eredményei és a kipróbált módszerek gyakorlatban történő alkalmazásai (pl. a kotrási stratégia megalapozása, a lepelkotrás hatékonyságának ellenőrzése, a feliszapolódás mértékének meghatározása, a Kis-Balaton szűrőhatásának vizsgálata stb.) bizonyítékai annak, hogy a földtan érdemben képes hozzájárulni a Balatont érintő környezetvédelmi feladatok megoldásához.

## Irodalom – References

- BENDEFY L. 1972: Természeti és antropogén tényezők hatása a Balaton vízállására. – *Földrajzi Értesítő* 21/3, 335–358.
- BENDEFY L. & V. NAGY I. 1969: A Balaton évszázados partvonalváltozásai. – Műszaki Könyvkiadó, 215 p.
- BODOR, E. 1987: Formation of the Lake Balaton palynological aspects. – In: PÉCSI M. & KORDOS L. (eds): *Holocene environment in Hungary*. Geographical Research Institute Hungarian Academy of Sciences, Budapest, 77–80.
- BOROS J. & CSERNY T. 1983: A Balaton-környék negyedidőszaki képződményeinek építésföldtani jellemzése. – *Építőanyag* 35/4, 146–152.
- BOROS, J., CSERNY, T., CSILLAG, G. & KURIMAY, Á. 1985: Engineering geological map series of the environs of Lake Balaton, scale 1:50 000 – MÁFI, Budapest.
- BRUCKNERNÉ WEIN A. 1988: Az 1982. évi balatoni aktuálgeológiai kutatás során mélyült fúrások szerves-geokémiai vizsgálata. – *Földt. Int. Évi Jel.* 1986-ról, 569–582.
- BULLA B. 1958: A Balaton és környéke földrajzi kutatásairól. – *Földr. Közlem.* 6(82), 4, 313–324.
- CHOLNOKY J. 1897: A Balaton limnológiája. – *A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei* (I. kötet, III. rész). – M. Földrajzi Társaság Balaton-bizottsága.
- CHOLNOKY J. 1918: A Balaton hidrográfiája. – *A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei* (I. kötet, 2. rész). – M. Földrajzi Társaság Balaton-bizottsága.
- CSERNY, T. 1987: Result of recent investigations of the Lake Balaton deposits. – In: PÉCSI, M. & KORDOS, L. (eds). *Holocene environment in Hungary*. Budapest, Geogr. Res. Ins. Hung. Acad. of Sci. 67–76.
- CSERNY, T. 1993: Lake Balaton, Hungary. – In: GIERLOWSKI-KORDESCH, E. & KELTS, K. (eds): *A Global Geological Record of Lake Basins*. Cambridge University Press, 397–401.
- CSERNY, T. 1997: Environmental geological research in the Lake Balaton region. – *Geomorph. N.F.* 110, 37–144.
- CSERNY T. 1999: A Balaton üledékeinek környezetföldtani célú vizsgálata. – In: ANDA A. (ed.): *Víz alatti talajok szerepe a tavak környezetvédelmében* tudományos konferencia kötete, KGI, VEAB és PATE közös kiadványa, Keszthely, 1999, 47–72.
- CSERNY, T., HERTELENDI, E. & TÁRJÁN, S. 1995: Results of isotope-geochemical studies in the sedimentological and environmental geologic investigations of Lake Balaton. – *Acta Geologica Hungarica* 38/4, 355–376.
- CSERNY, T., HIDVÉGI, M. & TULLNER, T. 1997: A Balaton partvidékének környezetföldtana. – CD-lemez, Országos Földtani Szakkönyvtár, L.sz.: K36/1-6
- CSERNY, T. & NAGY-BODOR, E. 2000: Limnogeology of Lake Balaton. – In: GIERLOWSKI KORDESCH, E. & KELTS, K. (eds): *Lake basins through space and time*, AAPG Studies in Geology 46, 605–618.
- ENTZ G. & SEBESTYÉN O., 1942: A Balaton élete. – A Királyi Magyar Term. tud. Társ. Kiadv.
- ERDÉLYI M. 1963: A Balatonnak és környezetének változásai az ember tevékenysége következtében. – *Hidr. Közl.* 43/3, 219–224.
- ERDÉLYI M. 1983: A Balaton mélységi vízforgalma. – *Hidrológiai Közöny* 63/10, 429–476.

- HERODEK, S., LACZKÓ, L. & VIRÁG, Á. 1988: Lake Balaton: research and management. – Nexus Nyomda Budapest, 110 p.
- HERODEK, S. & MÁTÉ, F. 1984: Eutrophication and its reversibility in Lake Balaton (Hungary). – *Proceedings of SHIGA Conference/84 on Conservation and Management of World Lake Environment, Lecs (Japan)* 95–102.
- ISTVÁNOVICS, V., HERODEK, S. & SZILÁGYI F. 1989: Phosphorus adsorption by the sediments of shallow Lake Balaton and its protecting reservoirs. – *Water Research* 23, 1357–1366.
- JÁMBOR Á. 1998: A magyarországi kvarter (negyedidőszaki) képződmények rétegtanának áttekintése. – In: BÉRCZI I. & JÁMBOR Á. (eds): Magyarország képződményeinek rétegtana, MOL–MÁFI kiadv., 495–517.
- KÉZ A. 1931: A balatoni medencék és a Zala-völgy. – Term. tud. Közl. pótfüzet, 49–61.
- LÓCZY L. 1913: A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése. – *A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei* (I. kötet, I. rész, I. szakasz). – M. Földrajzi Társaság Balaton-bizottsága.
- MAROSI, S. & SZILÁRD J. 1981: A Balaton kialakulása. – *Földr. Közlem.* 29(105), 1, 1–30.
- MÁTÉ F. 1987: A Balaton-meder recens üledékeinek térképezése. – *Földt. Int. Évi Jel.* 1985-ről, 367–379.
- MÁTÉ, F., VÖRÖS, L., HERODEK S. & ENTZ B. 1981: Eutrophication and induced changes in lake Balaton. – Man and Biosphere Programme Survey of 10 Years Activity in Hungary. Hungarian National Committee for UNESCO MAB Program, Budapest 1981, 167–196.
- MIHÁLTZNÉ-FARAGÓ M. 1983: Palynológiai vizsgálatok a Balaton fenékmintáin. – *Földt. Int. Évi Jel.* 1981-ről, 439–448.
- MIKE K. 1976: A Balaton kialakulása és fejlődése. – *Vízrajzi Atlasz-sorozat* 21.
- MEDVE A. 1996: A Balaton vizének és holocén üledékének stabil izotópos vizsgálata. – Szakdolgozat, ELTE Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék, Budapest, 168 p.
- MÜLLER G. 1970: High-magnesian Calcite and Protodolomite in Lake Balaton (Hungary) Sediments. – *Nature* 226/5247, 749–750.
- MÜLLER, G. & WAGNER F. 1978: Holocene carbonate evolution in Lake Balaton (Hungary): a response to climate and impact of man. – In: MATTER, A. & TUCKER, M. E. (eds): *Modern and ancient lake sediments*. Blackwell Sci. Publ., 57–81.
- NAGY, A., ELBAZ-POLICHET, F., CSERNY, T. & POMOGYI, P. 1996: Nyomelem geokémiai kutatások a Zala–Kis-Balaton–Keszthelyi-öböl területén. – Kis-Balaton Ankét 1996. Összefoglaló értékelés a KBVR 1991–1995. közötti kutatási eredményeiről, 106–117.
- NAGY-BODOR, E. & CSERNY, T. 1998: A balatoni öblök vízborítottságának fejlődéstörténete a palynológiai vizsgálatok eredményei alapján. – *Hidrológiai Közöny* 78. 1988 (5–6), 360–363.
- PAPP P. 1992: A Balaton környékének két földtani térképezéséről. – In: BIRÓ P. (ed.): *100 éves a Balaton-kutatás*. – XXXIII. Hidrobiológus Napok Tihany, 1991., 130–139.
- RÖNAI A. 1969: The geology of Lake Balaton and surroundings. – *Mitt. Internat. Verein Limnol.* 17, Stuttgart, 275–281.
- SOMLYÓDI L. 1983: A Balaton eutrofizálódása. – *VITUKI Közlem.* 38, 62 p.
- SZESZTAY K. 1961: A Balaton medrének feltöltődéséről. – *Hidrológiai Tájékoztató* 1961 dec., 48.
- VÖRÖS L., V. BALOGH K., MÁTÉ F. & LIGETI L. 1984: A feltöltődés meghatározása paleolimnológiai módszerekkel. – *Vízügyi Közlem.* 66/1, 104–113.
- ZÓLYOMI B. 1952: Magyarország növénytakarójának fejlődéstörténete az utolsó jégkorszaktól. – *MTA Biol. Oszt. Közl.* 1/4, 491–543.
- ZÓLYOMI B. 1987: Degree and rate of sedimentation in Lake Balaton. – In: PÉCSI, M. (ed.): *Pleistocene environment in Hungary*. (Contribution of the INQUA Hungarian National Committee to the XIIth INQUA Congress Ottawa, Canada 1987), 57–79.
- ZÓLYOMI, B. & NAGY L.-né. 1992: A Balaton múltja a pollensztratigráfiai vizsgálatok tükrében. – In: BIRÓ, P. (ed.): *100 éves a Balaton-kutatás*. XXXIII. Hidrobiológus Napok Tihany, 1991, 25–32.



## A Balaton negyedkori üledékeinek sporomorpha és ostracoda eredményei

### *Results of sporomorph and ostracod studies of Quaternary sediments of Lake Balaton*

NAGYNÉ BODOR Elvira<sup>1</sup> – SZUROMINÉ KORECZ Andrea<sup>2</sup>

(3 ábra)

*Tárgyszavak: Balaton, negyedidőszak, sporomorpha, ostracoda, paleoökológia*  
*Keywords: Balaton, Quaternary, sporomorphs, Ostracoda, palaeoecology*

#### Abstract

This paper gives a survey of the results of earlier studies made on sporomorphs and ostracods from shallow drillings in the bed of Lake Balaton, as well as some new results of recent research. Our studies suggest that water depth and water quality conditions are primarily dependent on temperature and precipitation. The studied sequence included Upper Pannonian/Lower, Middle Pleistocene(?), Upper Pleistocene, and Holocene formations, respectively.

The Upper Pannonian/Lower Pleistocene(?) beds contained some taxa that had survived until the Middle Pleistocene and indicate a shallow lacustrine or perhaps fluvial environment. After the cooling off which followed a warm period, the area became exposed to erosion. A new sedimentation process started only at the end of the Late Pleistocene (Dryas I, 15 000 years BP).

According to paleontological evidence, during the Late Pleistocene (including Dryas I–III, 15 000 to 10 000 years BP), the water covering was very shallow, mostly mesotrophic. In the subbasins of Balaton, extremely shallow bogs formed and these may have dried up from time to time. The age of peat layers was corroborated by radiocarbon age determination (CSERNY et al. 1995).

In the Keszthely subbasin, the formation of the slightly acidic (pH 5–6) peat-bog started in Dryas II, and it dried up probably in the Alleröd (<sup>14</sup>C: 12 490–12 100 years BP).

In the Szigliget subbasin, neutral peat-bog formation began also in Dryas II and came to an end at the beginning of Dryas III (<sup>14</sup>C: 12 490–10 960 years BP).

In the Szemes subbasin, formation of a slightly basic (pH 7–8) peat-bog started in Dryas II and continued in the Alleröd phase (<sup>14</sup>C: 12 060–11 800 years BP).

A similar age (Dryas II to Alleröd, <sup>14</sup>C: 12 080–11 250 years BP) and pH (7–8) was obtained for the peat-bog that developed on the northern shore of the Siófok subbasin.

At the beginning of the Holocene (pre-Boreal), it can be demonstrated that there was a deepening of the lake. The most significant appearance of trophic conditions in the history of the lake was observed to have occurred in the Boreal period of the Keszthely subbasin.

In spite of an increase in precipitation during the Atlantic period, the water level fell in the Keszthely subbasin due to its drainage by Nagyberek, leading to swamp formation in the Keszthely subbasin. At the same time, however, the water deepened in the Szemes subbasin. At the end of the Atlantic period, or the beginning of the sub-Boreal period (ca 5000 years BP), the subbasins merged, forming a uniform open water surface.

Lake Balaton reached its greatest water depth in the first phase of the sub-Atlantic period (Fagus 1., about 2500 years BP).

<sup>1</sup> Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14.

<sup>2</sup> MOL RT. KTD. Bányászati Laboratóriumok, 1039 Batthyány u. 45.

## Összefoglalás

Dolgozatunkban a Balaton medrében mélyült sekélyfúrások sporomorpha és ostracoda vizsgálatainak néhány újabb eredményét tekintettük át.

Vizsgálatainkban figyelemmel kísértük az ökológiai (relatív vízmélység és vízminőség-trofitás) változásokat is, melyek alakulása leginkább a hőmérséklet és csapadék függvénye volt.

Az általunk vizsgált rétegsorok ún. idősebb, felső-pannóniai, kora-, középső-pleisztocén (?), felső-pleisztocén és holocén képződményeket harántoltak.

Az ún. idősebb, felső-pannóniai, alsó-pleisztocén (?) képződményekben olyan taxonok is előfordultak, melyek a középső-pleisztocén végéig éltek és sekélyebb vízi, esetleg folyóvízi környezetre utaltak. Valószínűsíthető, hogy a kora-, középső-pleisztocén (?) egy lehűlési szakasza után a területen lepusztulás történhetett. Újabb, őslénytaniilag is igazolható üledékképződés ezután csak a késő-pleisztocén végén (dryas I. ca. 15 000 év BP) következett be.

A késő-pleisztocénben (dryas I–III. 10 000–15 000 év BP) az őslénytani vizsgálatok nagyon sekély, főként mezotróf vízminőségről tanúskodtak. Ebben az időben a Balaton részmedencéiben rendkívül sekélyvízű síklápok alakultak ki, melyek időnként be is száradhattak.

A tőzegrétegek korát az őslénytani vizsgálatok mellett a radiokarbon kormeghatározás (CSERNY et al. 1995) is alátámasztotta.

A Keszthelyi-medencében a gyengén savanyú kémhatású (pH 5–6) tőzegláp kialakulásának kezdete a dryas II-re tehető. Ez a tőzegláp valószínűleg az allerődben beszáradt (<sup>14</sup>C: 12 490–12 100 év BP). A Szigligeti-medencében a semleges kémhatású tőzegláp létrejötté ugyancsak a dryas II-ben kezdődött és a dryas III. elején fejeződött be (<sup>14</sup>C: 12 490–10 960 év BP). A Szemesi-medencében gyengén lúgos kémhatású tőzegláp (pH-ja 7–8) képződése szintén a dryas II-ben kezdődött és belenyúlt az allerőd időszakába is (12 060–11 800 év BP). A Siófoki-medence északi partszegélyén a Szemesi-részmedence tőzegéhez hasonló minőségű tőzegképződés zajlott le, amely szintén a dryas II-ben kezdődött és az allerődben is folytatódott (<sup>14</sup>C: 12 080–11 250 év BP).

A holocén kezdetén (preboreális/boreális) a Balaton részmedencéiben mélyülés és eutrofizálódás kezdődött. A legnagyobb mértékű eutrofizálódást a boreális fázisban a Keszthelyi-medencében lehetett kimutatni.

Az atlantikus fázisban bekövetkezett csapadéknövekedés ellenére a Keszthelyi-öböl vízszintje süllyedt, oka valószínűleg az, hogy víze a Nagyberék felé lecsapolódott, amely a részmedence elmozdítását okozta. A Szemesi-medencében viszont ebben az időben mélyülés következett be. Az atlantikus fázis végén vagy a szubboreális fázis elején (cca. 5000 év BP) a Balaton részmedencéi egyesültek és egységes nyílt víztükrö alakult ki.

A Balaton legnagyobb vízmélységét a szubatatlantikus nyitó szakaszában (Bükk 1 (F1), körülbelül 2500 év BP) idején érte el.

## Bevezetés

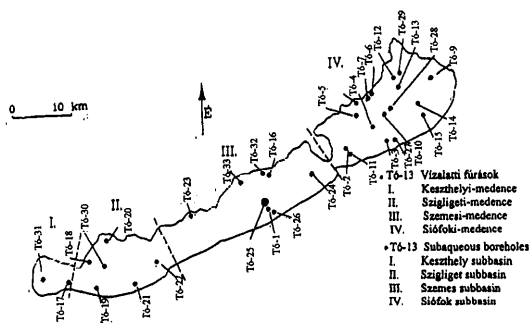
A Balatonon végzett aktuálgeológiai kutatások 1981-ben kezdődtek a Magyar Állami Földtani Intézetben CSERNY T. vezetésével. Ennek során, 33 darab, átlagosan 10–12 m talpmélységű mederfúrás (1. ábra) mélyült le, melyekből komplex földtani vizsgálatok készültek, így őslénytani vizsgálatok (HAJÓS M. – diatoma, MIHÁLTZNÉ FARAGÓ M., NAGY E., NAGYNÉ BODOR, E. – sporomorpha, KROLOPP E. mollusca, SZUROMINÉ KORECZ A. – ostracoda) is.

A paleontológiai kutatások célja az volt, hogy újabb adatokat nyerjen a Balaton fejlődéstörténetére, különös tekintettel a vízminőség változásaira vonatkozóan.

Jelen dolgozatban a rétegtani, a relatív vízmélység- és vízminőség-változásokat, valamint a harántolt tőzegrétegekkel kapcsolatos eredményeket foglaltuk össze.

A sporomorpha és ostracoda vizsgálatok néhány eredményét a Tó–25 fúrás összefoglaló ábráin mutatjuk be (2–3. ábra).





1. ábra. A balatoni fúrások helyszínrajza és a Balaton morfológiai egységei

Fig. 1 Layout of boreholes and subbasins of Lake Balaton

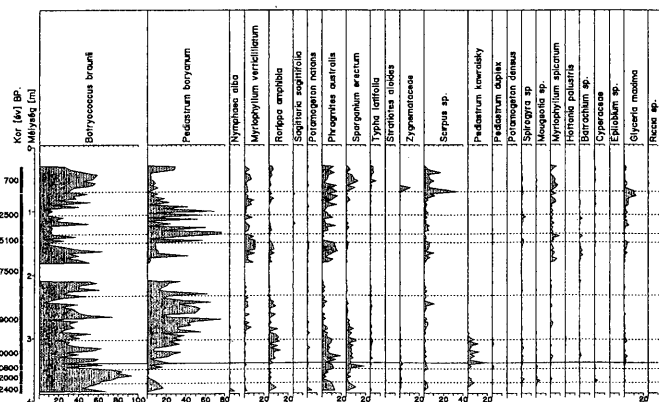
### Kutatástörténeti áttekintés

A Balaton tavi kutatások úttörője id. LÓCZY L. volt, aki az általa telepített fúrások földtani értékelését monográfiában foglalta össze (id. LÓCZY 1913). A fúrásokból előkerült mollusca faunát először WEISS (1911) határozta meg, és arra a következtetésre jutott, hogy az előforduló puhatestűek „inkább folyóvízi mintsem tavi alakok, amelyek a kvartertől napjainkig élnek”. Később WEISS meghatározásait KORMOS (1911) egészítette ki a Siófoktól keletre emelkedő magaspart rétegeinek vizsgálatával. Itt a 9. rétegben talált sárréti tóiszapra emlékeztető faunát a Balaton egykori, – pleisztocén korú – magas, de rövid ideig tartó vízállásával magyarázta. A holocén korú diatomákat PANTOCSEK (1902) tanulmányozta, és megállapította, hogy 5–7 méternyire a mai vízszint alatt van a holocén korú lerakódások kezdete. A Balaton fosszilis fáit TUZSON (1911) vizsgálta. Ezen kívül más fosszilis növényvizsgálat nem készült, noha ez időben Európa híró kutatók (BORBÁS és LOVASSY – recens növények, ISTVÁNFY – recens moszat) tevékenykedtek hazánkban. LÓCZY fúrásainak pontusi/pannoniai korú rétegeiben már említ ostracodákat is, pontos feldolgozásuk azonban nem történt meg.

Később, 1948-ban a Vízgazdálkodási Hivatal Balatonakali és Keszthely között 7 darab 10–16 m talpmélységű fúrást telepített. Ezek sporomorpha együtteseit, elsőként Magyarországon ZÓLYOMI (1936, 1952) értékelte.

Az 1960-as évek elején indultak el az újabb kutatások a VITUKI vezetésével és 22 intézmény részvételével. Ennek során a tó medrébe 14 fúrás mélyült, amelyek pleisztocén és holocén sporomorpha vizsgálatát szintén ZÓLYOMI (1963, 1987, 1995) készítette el, míg a fúrások idősebbnek tartott rétegeit NAGY (in: ZÓLYOMI & NAGY 1992) vizsgálta.

ZÓLYOMI Balatonnal kapcsolatos leglényegesebb eredményeit JÁRAINÉ KOMLÓDI (1999) foglalta össze:



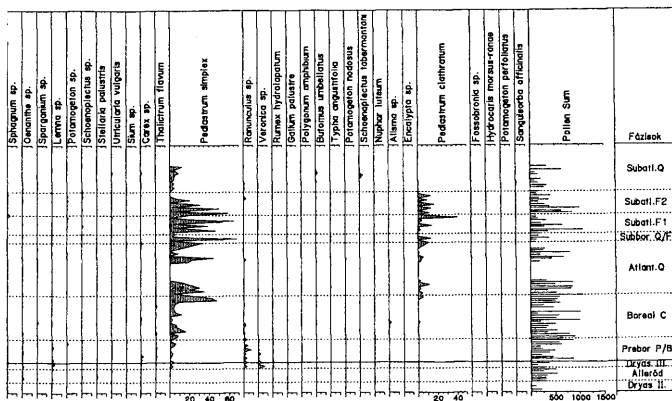
2. ábra ↑, → A Tó-25 fúrás %-osan értékelhető vízikörnyezet adatai

Fig 2 Water- and swamp-plant data of Borehole Tó-25 (Lake Balaton)

- hazánkban először ismertette pollenanalitikai vizsgálatai alapján a Balaton fejlődéstörténetét, a késő- és posztglaciális erdők történetét (AP), a lágyszárú növények (NAP) összevont diagramjával is kiegészítve,
- három alleröd korú tőzegréteget különített el a Keszthelyi-öböl üledékeiben, valamint a tőzeg felett 1000 év hiátust mutatott ki,
- felismerte, hogy a fúrások idősebb rétegei (pannóniai s.l.) és pleisztocén üledékei között hiatus van,
- megbecsülte a tó feliszapolódásának ütemét és megállapította, hogy annak mértéke a Keszthelyi-öbölben a legnagyobb,
- felismerte a pollenanalízisben a kultúrnövények jelentőségét, így a holocén pollenfázisokon belül abszolút kort tudott megadni (például a kukorica pollen megjelenését az 1650. évhez kötötte), továbbá a kultúrnövények megjelenését összefüggésbe hozta az erdősűrűség csökkenésével,
- először alkalmazta a pollenanalízisben a modern, statisztikai módszereket.

SEBESTYÉN O. recens biológiai kutatásai mellett a Balaton fosszilis üledékeit is vizsgálta, melynek során felismerte a *Pediastrum* fajok ökológiai jelentőségét (SEBESTYÉN 1968a, b).

MIHÁLTNÉ FARAGÓ (1983) a Szigligeti-öbölben mélyült néhány fúrás pollenanalitikai vizsgálatát készítette el. A maximum 6 m talpmélységű fúrásokban felső-pannóniai, felső-pleisztocén (dryas I, alleröd, dryas III.) és holocén (pre-boreális, boreális, atlanti (A), atlanti (B), szubboreális és szubatlanti) szakaszokat mutatott ki. Munkájában a fás szárúak és szárazföldi lágyszárú növények mellett elsőként már vízi növényeket is meghatározott.



### Módszerek

A vizsgált fúrások ún. idősebb (késő-pannóniai, kora-, középső-pleisztocén?) korú rétegeiből átlagosan 20–50 cm-ként állt minta a rendelkezésünkre. A fiatalabb üledékekből (késő-pleisztocén, holocén) átlagosan 2–5 cm-ként történt mintavétel.

A pollenfeltárás a hagyományos, ZÓLYOMI-ERDTMAN-féle 2,2 fs.  $\text{ZnCl}_2$  eljárással (ZÓLYOMI 1953), a kötőanyag feloldása 10%-os HCl-dal történt, majd a feltárt anyagot glicerines zselatinban tároltuk. A fúrások felső-pannóniai, alsó-, középső-pleisztocén (?) szakaszaiban előforduló taxonokat néhányszor nem lehetett azonosítani a ma élőkkal, ebben az esetben a világirodalomban használatos mesterséges nevezéktant (POTONIÉ 1956, THOMSON & PFLUG 1953), a holocén korban pedig a természetes nevezéktant (SOÓ 1963, SIMON 1992) használtuk.

Kiértékelésnél a vízi vegetációban elkülönítettük a litorális zónában élő, a mocsári-partmenti növényeket, a zöldalgákat, a járommoszatokat, a vízben lebegő, valamint a sekélyvízi és mélyebb vízben élő növényeket. Sekélyvízieknek az 1–3 m vízmélységben, mélyebb vizeknek a 3–6 m mélységben gyökerezőket vettük (GLÜCK 1936).

A szárazföldi vegetációban túlevelűeket, elegyes lombos erdőket, hidrophil és xerofil lágyszárú aljnövényeket, valamint kultúrnövényeket különböztettünk meg.

A vegetáció kvantitatív és kvalitatív változásaiból (JÁRAINÉ-KOMLÓDI 1966, 1968, 1969; KORDOS & JÁRAINÉ KOMLÓDI 1988), valamint a klímaindikátor növényekből (IVERSEN 1944) következtettünk a klímaváltozásokra. A vegetáció változásaiból nyomon követhettük a környezetre gyakorolt antropogén hatásokat is (DIGERFELDT 1972, SÜMEGI 1998, WILLIS 1997).



A sporomorpha együttes kiértékelésénél az egyedszámot is figyelembe véve nagyobb hangsúlyt kaptak a kisebb pollenprodukciójú, rovarporozta, illetve a klímaindikátor növények.

A sporomorpha együttes százalékosan értékelhető taxonjait a „Tilia” számítógépes program szerint, a megjelenés sorrendjében ábrázoltuk. A kiértékelésnél a vízi és a szárazföldi növényeket külön tárgyaltuk, így részletesebben tudtuk értékelni a szárazföldi mellett a vízi környezetben bekövetkezett változásokat is. A fás (Arbor Pollen: AP) és a szárazföldi lágyszárú (Non Arbor Pollen: NAP) növények pollen előfordulásait együttesen 100%-nak vettük, és ezt alapul véve a diagrammokon egymásra vonatkoztatva külön tüntettük fel az AP és a NAP %-os adatait.

A vízben bekövetkezett trofitásváltozásokat (relatív trofitás értékeket) GULYÁS (1983) trofitás indikátor növény taxonjaira- és fajaira, továbbá VAN GEEL (1978) és VAN GEEL & VAN DER HAMMEN (1978) munkáira alapoztuk. A különböző trofitás igényű (oligotrófikus, mezotrófikus, eutrófikus) növényeket csoportosítottuk és egyedszámuk alapján százalékosan diagrammon ábrázoltuk (NAGYNÉ BODOR & CSERNY 1998b; CSERNY & NAGY BODOR 2000). A hidrobiológiai szakkifejezéseket FELFÖLDY (1984) értelmező szótárából vettük át.

A kőzetanyagból az ostracoda fauna feltárása vagy a hagyományos hidrogén-peroxidos ( $H_2O_2$ ) iszapolással történt, vagy a laza, fiatal üledék esetén elegendő volt a vízzel való átmosás is.

Az iszapolási maradékból kiválogattuk illetve megszámláltuk a kagylósrákok félteknőit. A taxonok meghatározása a félteknőkből történt. Az ostracodák többször vedlenek, ezért a mintákban nagyszámú juvenilis teknő is előfordult, melyek meghatározása az esetek többségében csak genus szintig volt lehetséges.

Az iszapolási maradékban az ostracodák mellett találtunk *Chara* oogoniumokat, miocén korú bemosott foraminiferákat és halmaradványokat is.

Dolgozatunkban LANG (1994) kronológiai besorolását vettük figyelembe.

## Rétegtani eredmények

### Pannóniai korú rétegek

Az 1981 után mélyített balatoni sekélyfúrások (1. ábra) közel fele átlagosan 4–5 m vastagságú laza tavi üledéket harántolt. Alatta, a Balaton aljzatát alkotó idősebb, agyagos, aleuritós és finomhomokos képződmények találhatók (CSERNY 1987, 1999). A lemélyített fúrások közül számos elérte ezeket az ún. idősebb, (felső-pannóniai, alsó-, középső-pleisztocén?) rétegeket, amelyeket a korábbi földtani és őslénytani vizsgálatok (MIHÁLTZSNÉ FARAGÓ 1983; CSERNY & CORRADA 1990; ZÓLYOMI & NAGY 1992, NAGYNÉ BODOR & CSERNY 1997, 1998a, b) kizárólagosan csak pannóniai korúnak tartottak.

A pannóniai korra utalt ugyanis a sporomorpha együttes kevés egyed- és magas taxonszáma, továbbá nagy számban találtunk olyan szubtrópusi klímaigényű taxonokat (*Tsuga igniculus*, *T. spinolosus*, *T. diversifolia*), amelyek már a miocénben megjelentek, virágkoruk a pannóniai idejére tehető, de még éltek a kora-

pleisztocénben is, sőt néhány példányuk még a középső-pleisztocénben is előfordult (MIHÁLTZSNÉ FARAGÓ 1983).

Pannóniai korra utalt az is, hogy a fentiekben említett fajok mellett még számos jómegtartású, csak a pannóniai korra korlátozódó, még csökkentsősvízi környezetet jelző planktonszervezet (*Impagidinium* sp., *Paleoperidinium* sp., *Gonylaucysta* sp.) is megjelent.

A faj- és egyedszámban egyaránt szegényes ostracoda fauna nagyrészt édesvízi taxonokból állt, melyek döntő hányada ma is él. Mellettük jó megtartású, pannóniaira korlátozódó, csökkentsősvízi taxonokat (*Amplocypris* sp., *Loxoconcha* sp.) is meghatároztunk.

Ugyanakkor ezek az ún. idősebb rétegek, (felső-pannóniai, alsó-, középső-pleisztocén) kőzetanyagának újraértékelése során néhány fúrásban olyan fajok (*Verrucatisporites tekerensis* – spóra, *Cytherissa lacustris*, *Metacypris cordata* – ostracoda) kerültek elő, amelyek csak a pleisztocénben lépnek fel (NAGY 1985, DANIELOPOL et al. 1990, GRIFFITHS 1995).

Eddigi vizsgálataink alapján, továbbra is pannóniai korúnak tartjuk azokat a rétegeket, ahonnan az említett fajok egyike sem került elő.

Ezeknek az ún. pannóniai rétegeknek pontos korbesorolását csak sokkal részletesebben begyűjtött rétegsorok vizsgálata tisztázhatja.

#### *Alsó-, középső-pleisztocén korú rétegek*

A tárgyalt rétegek alsó-, középső-pleisztocén (?) korát támasztotta alá az, hogy az itt előforduló asszociáció bár még nagyon emlékeztetett a pannóniai korban élt vegetációra, de a fentiekben említett pleisztocénben fellépő taxonok valamelyike ezekben a rétegekben már előfordult.

A kora-, középső-pleisztocén korúnak tartott rétegek sporomorpha állományában már nagyobb arányban szerepeltek a hideg- és meleg-mérsékelt klímaigényű (*Pinus*, *Betula*, *Alnus*, *Carpinus*, *Corylus*) taxonok, mint a pannóniaira jellemző szubtrópusi klímaigényűek. Ezen túlmenően ezekben a rétegekben több fúrásban is sikerült elkülöníteni felmelegedési és lehülési szakaszokat. A felmelegedési szakaszokban még előfordultak szubtrópusi klímaigényű taxonok, míg a lehülési szakaszokban már csak meleg-mérsékelt és hideg-mérsékelt klímaigényű taxonokat találtunk.

A legtöbb fúrásban ezeket az alsó-, középső-pleisztocén (?) rétegeket lehülési szakasz zárta. Ezt követően újabb üledéklerakódás <sup>14</sup>C-es adatokkal (CSERNY et al. 1995) is alátámasztottan, csak a késő-pleisztocén legvégén, a dryas I-ben (cca. 15 000 év BP) történt.

A fentieket figyelembe véve ezekben a kora-, középső-pleisztocén(?) korúnak tartott rétegekben előforduló pannóniai csökkentsősvízi taxonokat bemosottnak véljük.

Meg kell jegyezni, ezen rétegsorok nagyon ritkán, sok esetben csak fél méterenként kerültek begyűjtésre és a bennük található flóra és fauna is rendkívül szegényesnek bizonyult.

A ritka mintavétel miatt, ezért csak felmelegedési és lehülési szakaszokat és nem glaciálisokat, interglaciálisokat, illetve stadiálisokat és interstadiálisokat tudunk elkülöníteni.

A továbbiakban ezért az ún. idősebb rétegeket késő-pannóniai, kora-, középső-pleisztocén (?) korú rétegeknek jelöljük.

A késő-pannóniai, kora-, középső-pleisztocén (?) korúnak tartott rétegekben a Balaton jelenlegi nyílt vízborítására jellemző vízinövények (*Myriophyllum spicatum*, *M. verticillatum*, *Potamogeton perfoliatus*) még nem fordultak elő, csak néhány, mocsári és vízpartra utaló növény (*Sparganium*, *Nymphaea* sp.) pollenszemcséjét találtuk meg.

#### *Kora-, középső-pleisztocén – késő-pleisztocén közötti rétegek:*

Az ún. idősebb, késő-pannóniai, kora-, középső-pleisztocén (?) rétegekre, őslénytanilag igazolhatóan, üledékhézaggal a késő-pleisztocén (dryas I cca. 15 000 év BP) korú rétegek települtek. A kora-, középső-, illetve a késő-pleisztocén közötti időszak említett üledékei lepusztultak vagy nem is képződtek. Előbbi esetben nem zárható ki, de őslénytanilag (sporomorpha, ostracoda) nem is igazolható, hogy ebben az időben (a kora-pleisztocén–késő-pleisztocén vége közötti időszak) a „pleisztocén kori Balaton” vízmélysége elérhette azt a mértéket, amit sok neves geográfus (CHOLNOKY 1918, KORMOS 1911, id. LÓCZY 1913; MAROS & SZILÁRD 1971, 1981) állít.

#### *Késő-pleisztocén korú rétegek*

Őslénytani vizsgálataink során arra a következtetésre jutottunk, hogy a kora-, középső-pleisztocént követő lepusztulás után elsőnek (dryas I ca. 15 000 év BP) a Keszthelyi-, majd a Szigligeti-, a Szemesi- és végül a Siófoki-medence került vízborítás alá. Az őslénytani adatok <sup>14</sup>C-es adatokkal is alátámasztottan azt igazolják, hogy a Keszthelyi- és a Siófoki-medence késő-pleisztocénben bekövetkezett vízborítása, nyugatról kelet felé, cc. 5000 év különbséggel következett be (CSERNY & NAGYNÉ BODOR 1996, 2000; CSERNYI et al. 1996; NAGYNÉ BODOR & CSERNY 1998b, SZUROMINÉ KORECZ & NAGYNÉ BODOR 1999a, NAGYNÉ BODOR et al. 2000).

A késő-pleisztocénben, a dryas I–III (10 000–15 000 év BP) terjedő időszakban az őslénytani vizsgálatok nagyon sekély, mocsaras vízborításról tanúskodnak, (2, 3. ábra).

#### *Holocén korú rétegek*

A holocén kezdetén (preboreális 10 000 év BP) a késő-pleisztocénhez viszonyítva nagymértékű mélyülést mutattunk ki, majd az atlantikus fázisban (7000 év BP) további vízszintnövekedés következett be. Az atlantikus fázis végére és a szubboreális fázis elejére (cca. 5000 év BP) tehető a részmedencék egyesülése és az egységes nyílt víztükrő kialakulása.

A Balaton legnagyobb vízmélységét a szubatlantikus kezdetén [Bükk 1 (F1) folyamán és a Bükk 2 (F2) elején, cca. 2500 év BP] érte el. Ezt követően (Bükk 2 (F2) végén cca. 700–800 év BP) ismét kisebb mértékű vízmélység csökkenés következett be.

Az őslénytani vizsgálatok (diatoma, sporomorpha, ostracoda) azt bizonyítják, hogy a vízmélység alakulását a hőmérséklet mértéke és a csapadék mennyisége befolyásolta leginkább. Egyes kutatók feltételezése szerint, kivételesen paleohidrogeográfiai okok is megváltoztathatták a vízmélységet (sensu CSERNY, MEDVE In: CSERNY et al. 1996). Ez történhetett például az atlantikus fázisban a Keszthelyi- és Szigligeti-medencében (NAGYNÉ BODOR & CSERNY 1997, 1998a), ahol a Nagyberek felé történő elfolyás jelentős vízszintcsökkenést, sőt az őslénytani adatok (sporomorpha, diatoma) alapján elmocsarasodást is eredményezhetett, amit az izotópos adatok is alátámasztottak.

### Vízminőségváltozások

Jelen dolgozatunkban csak a részletesen vizsgált késő-pleisztocén és holocén korú képződmények leülepedési körülményeit, elsősorban a víz trofitás változásait mutatjuk be.

A vizsgálataink során kiderült, hogy az emberi tevékenységtől függetlenül, már az elsődleges szervesanyag-termelés, azaz az elsődleges trofitás eredményeként, a Balatonban, illetve elődjében eutrofizálódási folyamatok játszódtak le.

#### Késő-pleisztocén

A késő-pleisztocénben bekövetkezett vízminőség-változások jellemzését GULYÁS (1983) indikátor fajai mellett, főként két faj (*Pediastrum kawraisky* – plankton zöldalga, *Cytherissa lacustris* – bentosz ostracoda) előfordulására alapoztuk.

Felismertük, hogy ez a két eltérő életmódú faj közel azonos ökológiai tűrőképességű. A *Cytherissa lacustris* az ún. idősebb rétegek alsó-, középső-pleisztocén (?) szakaszától vált ismertté néhány példányban. A faj több szempontból is rendkívül jó környezetjelző: szaporodásához igényli a 18 °C-nál hűvösebb évi középhőmérsékletű, jól szellőzött vizet (DANIELOPOL et al. 1990).

A *Pediastrum kawraisky* oligo-mezotróf vizekben fordul elő. Legnagyobb előfordulása az interglaciálisokra, valamint a késő-pleisztocén/holocén határára tehető, a skandináv tavakban ma is megtalálható (SEBESTYÉN 1968a, b).

A balatoni sekélyfúrásokban a legnagyobb számú előfordulásukat mi is a késő-pleisztocén interglaciális szakaszaiban és a holocén legelején (preboreális) figyeltük meg (2, 3. ábra).

A két faj együttes előfordulása igazolta, hogy a késő-pleisztocén idején a víz még nem vált eutrofikussá. Ebben az időben a víz minősége főként a mezotrofikus állapotban belül csak kisebb mértékben ingadozott. Kisebb vízminőség romlás a felmelegedések időszakában (bölling, alleröd) történt (SZUROMINÉ KORECZ & NAGYNÉ BODOR 1998, 1999b).



## Holocén

A preboreális fázisban a Keszthelyi- és Szigliget-medence még nem került vízborítás alá, míg a Szemesi- és a Siófoki-medence vize mezo-eutróf minőség között ingadozott.

A boreális fázisban hirtelen nagyfokú változás következett be. A Keszthelyi- és Szigligeti-medence vízborítás alá került, és a hosszantartó felmelegedés hatására a víz minősége eutrofikussá vált. Ezt az előbbieken említett két faj (*Pediastrum kawraisky*, *Cytherissa lacustris*) kihalása, a *Pediastrum simplex* tömeges megjelenése (2, 3. ábra), illetve a magasabbrendű vízinövények között a trofitást jobban elviselő fajok (például *Myriophyllum spicatum*, *Potamogeton perfoliatus*) felszaporodása igazolta. Ez lehetett az első vízvirágzások időszaka, ami helyenként az atlantikus fázis elejéig tartott.

A Szemesi-medencében az előbb említett két medencénél kevésbé eutrofikus, míg a Siófoki-medencében mezo-eutróf állapot között váltakozó minőségű víz lehetett.

Az atlantikus fázisban a Keszthelyi- és Szigligeti-medence vize továbbra is eutrofikus maradt. Ugyanakkor a Szemesi-medencében a csapadéknövekedés következtében a vízminőség javult, és többnyire mezotrofikus állapotok lehettek (NAGYNÉ BODOR & CSERNY 1998b, CSERNY & NAGY-BODOR 2000). A Siófoki-medencében, a Keszthelyi- és Szigligeti-medencéhez hasonlóan, szintén vízszint-süllyedést tapasztaltunk. Ezt támasztotta alá az erőteljes vízmozgatottságra és a vízalatti üledékmosásra utaló megfigyelések (üledékhiány, sérült ostracoda és diatoma héjak). Ekkor a Siófoki-medence vízminősége a Szemesi-medence víznél trofikusabb volt. Mindezek a tények alátámasztják, hogy a részmedencék ekkor még egymástól elkülönültek.

Az atlantikus fázis végén csapadéknövekedés következtében a részmedencék egyesültek. A nyílt vízfelület kialakulásával felszaporodtak a nyíltvízi hínárok és a víz az előző fázisokhoz képest, mozgottabbá vált.

Az egységes, nyílt vízfelület kialakulása a nyugati medencékben (Keszthely, Szigliget) is a vízminőség javulását eredményezte. Az 1960-as évekig nincs számottevő különbség a tihanyi és keszthelyi tóterület között, a tó vize mezotrofikus vízminőségű volt (SZÁRAZ 1987).

## Tőzegesedési folyamatok

A tőzeges rétegek megjelenése előtt a nyíltabb vizet kedvelő növények és az ostracoda fauna egyedszámának lecsökkenése sekélyesedést, majd elmocsarasodást jelzett. A tőzegláp kialakulását az ősmaradványok (sporomorpha, ostracoda) számának drasztikus lecsökkenése, a preperátumban, illetve az iszapolási maradványokban a növényi szervesmaradványok tömeges felhalmozódása jelezte. A flóra- és faunaképből arra következtethetünk, hogy a Balaton részmedencéiben rendkívül sekély síklápok alakultak ki, melyek időnként be is száradhattak.

A tőzegrétegek pontos korát az őslénytani vizsgálatok mellett a tőzeges rétegekből vett  $^{14}\text{C}$  radiokarbon kormeghatározás (CSERNY et al. 1995) is alátámasztotta.

A Keszthelyi-medencében a láposodás kezdete a dryas II-re tehető, majd a lép az allerődbben valószínűleg beszáradt ( $^{14}\text{C}$ : 12 490–12 100 év BP). A tőzegláp enyhén savanyú kémhatású (pH-ja 5–6) lehetett, amit a járommoszatok (*Mougeotia*, *Zygnemataceae*) és a *Sphagnum* felszaporodása (VAN GEEL 1978) valamint a *Spirogyra* jelenléte igazolt (SIMONS & BEEM 1990). A diatomák kihalása összefügghet a tőzeg enyhén savas kémhatásával. Az ostracodák hiánya egyrészt a kedvezőtlen élettér elhagyásával, másrészt a teknők utólagos feloldódásával magyarázható. Az allerődbben az esetenként beszáradó tőzeglápot a *Potamogeton natans* eltűnése jelezte.

A Szigligeti-medencében a tőzegláp kialakulása ugyancsak a dryas II-ben kezdődött meg és a dryas III elején fejeződött be ( $^{14}\text{C}$ : 12 490–10 960 év BP). Itt semleges (pH-ja 7) tőzegláp alakulhatott ki, amit csak néhány planktonszervezet (*Zygnemataceae*, *Botryococcus braunii*, *Pediastrum boryanum*) megmaradása, valamint a gazdag ostracoda fauna (például: *Metacypis cordata*, *Candona/Pseudocandona/compressa*) léte támasztott alá. Ugyancsak ezt erősítette meg a 7–8 pH értéket jelző *Melosira arenaria* (diatoma) jelenléte is (HAJÓS 1996, illetve szóbeli közlés).

Meg kell jegyezni, hogy a Tó–22 fúrásban a tőzegesedés folyamata fokozatosan történt és hosszabb időt (dryas II–allerőd) fogott át. Itt a tőzegréteg előtt és után is találtunk gazdag flórát valamint ostracoda faunát tartalmazó tőzegcsíkos aleuritot. A Tó–30 fúrás környékén ez a folyamat lényegesen gyorsabban zajlott le (dryas III), az agyagos aleurit képződményekre átmenet nélkül települtek a tőzegrétegek és a tőzegképződés után sem fordultak elő tőzegcsíkos rétegek (1. ábra).

A Szemesi-medencében a tőzeg képződése szintén a dryas II-ben kezdődött és belenyúlt az allerőd időszakába is ( $^{14}\text{C}$ : 12 060–11 800 év BP). Itt is semleges kémhatású tőzegláp (pH-ja 7–8) képződött, amire a tőzegben megmaradt sporomorpha (*Botryococcus braunii*, *Spirogyra*, *Zygnemataceae*) jelenléte utalt. Ezt támasztotta alá a diatoma flórában a *Navicula radiosa* és a *Gomphonema constrictum* jelenléte (HAJÓS M. szóbeli közlés, illetve HAJÓS 1996).

A Siófoki-medence északi partszegélyén mélyített több, átlagosan 2 m talpmélységű fúrásban (Tó–5, Tó–7, Tó–8) a tőzegesedés ugyancsak a dryas II-ben kezdődött el és az allerődbben is folytatódott ( $^{14}\text{C}$ : 12 080–11 250 év BP). Ebben a medencében a tőzegláp 7–8 pH-jú kémhatású lehetett, amit *Botryococcus braunii*, *Spirogyra*, *Pediastrum kawraisky* és *Zygnemataceae* jelenléte bizonyította. A többi pleisztocén korú balatoni tőzegrétegekkel összevetve itt gazdag flórát és faunát találtunk.

### Következtetések

A Balaton tavi sekélyfúrások őslénytani vizsgálata bebizonyította, hogy a Balaton négy részmedencéjének (Keszthelyi-, Szigligeti-, Szemesi-, Siófoki-) fejlődéstörténete különbözött egymástól.

A kora-, közéső-pleisztocént követő lepusztulás után késő-glaciális üledékek mutathatók ki. A vízborítás Ny-ról K-felé „haladt”: legkorábban a Keszthelyi-majd legkésőbb (közel 5000 évvel később) a Siófoki-részmedence területén indult el újabb üledékképződés.

A flóra, valamint a fauna értékelése alapján ekkor a Balaton medencéjében rendkívül sekélyvízi lápok, állandó vagy időszakos mocsári vízborítások alakultak ki. A tó vize oligo-mezotróf értékű vízminőség között ingadozott.

A holocén kezdetén az elsődleges szervesanyag-termelés (elsődleges trofitás) eredményeként, tehát az emberi tevékenységtől függetlenül eutrofizálódás kezdődött. A bekövetkezett vízminőség változások alakulását leginkább a hőmérséklet és a csapadék befolyásolta.

Az egységes nyílt víztükör kialakulása a szubboreális (5000–2500 év BP) idejére tehető. A Balaton legnagyobb vízmélységét a szubatlantikus nyitó szakaszában (Bükk 1 körülbelül 2500 év BP) érte el.

### Irodalom – References

- CHOLNOKY J. 1918: A Balaton hidrográfiája. – A Balaton Tudományos. Tanulmányozásnak Eredményei. I. köt. II. rész, Budapest, 316 p.
- CSERNY, T. 1987: Results of recent investigations of the Lake Balaton deposits. – In: PÉCSI, M. & KORDOS, L. (Eds): *Holocene environment in Hungary*. Geographical Research Institute Hungarian Academy of Sciences, Budapest, 67–76.
- CSERNY T. 1999: Limnogeológia. – In : BUDAI T. & CSILLAG G. (eds): *A Balaton-felvidék földtana*. – Magyarázó a Balaton-felvidék földtani térképéhez, 1:50 000, Budapest, 162–165.
- CSERNY T. & CORRADA, R. 1990: A Balaton aljzatának szedimentológiai térképe. – *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1988-ról* 169–176.
- CSERNY, T. & NAGY-BODOR, E. 1996: The Pre-Quaternary Morphology and Quaternary Geohistory of Lake Balaton. – IAG European Regional Geomorphological Conference, Hungary, April 9–12, 1996. – In: JUHÁSZ A. & PÉCSI, M. (Eds): *Geomorphological studies on the Transdanubian Mountains*, Abstract, 70–73.
- CSERNY, T. & NAGY-BODOR, E. 2000: Limnogeology of Lake Balaton. – In: GIERLOWSKI E. H., KORDESCH E. & KELTS K. (eds): *Lake basins through space and time, AAPG, Studies in Geology* 46, 605–618.
- CSERNY, T., HERTELENDI, E. & TARJÁN, S. 1995: Results of isotope-geochemical studies in the sedimentological and environmental geologic investigations of Lake Balaton. – *Acta Geologica Hungarica* 38/4, 355–376.
- CSERNY, T., NAGY-BODOR, E. & HAJÓS, M. 1991: Contributions to the Sedimentology and Evolution History of Lake Balaton. – In: PÉCSI, M. & SCHWEITZER, F. (eds): *Quaternary environment in Hungary* Studies in Geography in Hungary, 26. Akadémiai Kiadó, Budapest, 75–84.
- CSERNY, T., NAGY-BODOR E. & MEDVE A. 1996: Limnogeológiai kutatások a Magyar Állami Földtani Intézetben. – *MGSZ 1996. évi beszámolója*, 31–34.
- DANIELOPOL, D., CARBONEL, P. & COLIN, J. 1990: Cytherissa, the Drosophyla of Paleolimnology. – *Bull. Inst. Geol. Bassin d'Aquitaine* 47–48, 1–310.
- DIGERFELDT, G. 1972: The Post-Glacial development of lake Trummen, Regional vegetation history, water level changes and palaeolimnology – *Folia Limnological Scandinavica* 16, 1–96.
- FELFÖLDY, L. 1984: Hidrobiológia – szavakban. – *Hydrobiológiai Értelmező Szótár*. – *Vízügyi Hidrobiológia*, Budapest 13, 1–252.
- FELFÖLDY, L. 1990: Hínár határozó – *AQUA kiadó Vízügyi Hidrobiológia* 18, 1–144.
- GLÜCK, H. 1936: Die Süßwasser-Flora Mitteleuropas Pteridophyten und Phanerogamen. – Fischer Verl. Jena, 15 p.
- GRIFFITHS, H. 1995: European Quaternary Freshwater Ostracoda: a Biostratigraphic and Paleobiogeographic. – *Primer. Scopolia* 34, 168 p.
- GULYÁS, P. 1983: KGST Biológiai Módszerek. – *Vízügyi Hidrobiológia* 12, 141–145.
- HAJÓS, M. 1996: Balatoni fúrások (T6-9, 22., 25., 28. és 31. sz.) rétegsora és paleontológiai kiértékelése – *Kézirat, Magyar Állami Földtani Intézet*, 25 p.
- IVERSEN, J. 1944: Viscum, Hedera, Ilex as climate indicators. – *Geologiska Föreningens Förhänlingar* 66, 463–483.

- JÁRAI-KOMLÓDI M. 1966: Adatok az Alföld negyedkori klíma- és vegetációtörténetéhez. I. A vegetáció változása a Würm Glaciális és a Holocén folyamán palinológiai vizsgálatok alapján. – *Botanikai Közlemények* 53, 191–201.
- JÁRAI-KOMLÓDI, M. 1968: The Late Glacial and Holocene flora of the Hungarian Great Plain. – *Annales Universitatis Scientiarum Section Biologica*, Budapest 9–10, 199–225.
- JÁRAI-KOMLÓDI, M. 1969: Adatok az Alföld negyedkori klíma- és vegetációtörténetéhez II. A klíma változása a Würm glaciális és a Holocén folyamán palinológiai vizsgálatok alapján (Quaternary climatic changes and vegetational history of the Great Plain Climatic changes during the Würm glaciation and Holocene as evidenced by palynological investigations). – *Botanikai Közlemények* 56, 43–55.
- JÁRAINÉ-KOMLÓDI M. 1999: A magyar palinológiai kutatás atyja – ZÓLYOMI Bálint (1908–1997). – In: GLATZ F. (Ed.): Emlékszemédek az MTA elhunyt tagjai felett. – MTA kiadvány, 11–21.
- KORDOS L. & JÁRAINÉ KOMLÓDI M. 1988: Az elmúlt tízezer év klímaváltozásai Közép-Európában. – *Időjárás* 92, 96–100.
- KORMOS T. 1911: Új adatok a balatonmelléki alsópleisztocén rétegek geológiájához. – A Balaton Tudományos Tanulmányozásának Eredményei, Első köt. Első rész. Függelék. A Balatonmellék paleontológiája, IV. kötet 1–50.
- LANG, G. 1994: Quartäre Vegetationsgeschichte Europas – Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, Jena, New York, 462 p.
- LÓCZY L. id. 1913: A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei I. – A Balaton környékének geológiai képződményei és ezek vidékek szerinti telepedése. – A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei I. kötet. I. rész. 1–185.
- MAROS S. & SZILÁRD J. 1971: Újabb adatok a Balaton koráról. – *Földrajzi Értesítő* 23/3, 333–346.
- MAROS S. & SZILÁRD J. 1981: A Balaton kialakulása. – *Földrajzi Közlemények* 29/105, 1–30.
- MIHÁLTZNÉ-FARAGÓ M. 1983: Palinológiai vizsgálatok a Balaton fenékmintáin. – *MÁFI Évi Jelentése* 1981, 439–448.
- Nagy, E. 1985: Sporomorphs of the Neogene in Hungary. – *Geologica Hungarica series Palaeontologica* 47, 1–235.
- NAGYNÉ-BODOR E. & CSERNY T. 1997: A Keszthelyi-öböl vízzel-borítottságának fejlődéstörténete. – *Hidrológiai Közöny* 77/1–2, 98–100.
- NAGYNÉ-BODOR E. & CSERNY T. 1998a: A Szigligeti-öböl vízzel-borítottságának fejlődéstörténete a palinológiai vizsgálatok eredményei alapján. – *Hidrológiai Közöny* 78/5–6, 364–366.
- NAGYNÉ-BODOR E. & CSERNY T. 1998b: A balatoni öblök vízborítottságának összehasonlító fejlődéstörténete. – *Hidrológiai Közöny* 78/5–6, 360–363.
- NAGYNÉ-BODOR E., SZUROMINÉ-KOPECZ, A. & CSERNY T. 2000: A Siófoki-medence vízborításának fejlődéstörténete palinológiai és ostracoda vizsgálatok alapján. – *Hidrológiai Közöny* 80/5–6, 329–332.
- PANTOCSEK J 1902: A Balaton kovamoszatai. – A Balaton Tudományos Tanulmányozásának Eredményei – A Balaton tónak és partjainak biológiája II. kötet, II. rész II. szakasz Függelék 1–142.
- POTONIE, R. 1956: Die Behandlung der Sporae dispersae und der fossilen Pflanzen überhaupt nach dem Internationalen Code der Botanischen Nomenklatur. – *Paläontologische Zeitschrift* 30/1–2, 69–87.
- SEBESTYÉN O. 1968a: *Pediastrum kawraisky* Schmidle maradványok balatoni üledékekben. Történeti tanulmány. – *Hidrológiai Közöny* 1, 1–6.
- SEBESTYÉN, O. 1968b: Remains of *Pediastrum kawraisky* Schmidle (Chlorophyta, Protococcales) in the sediments of Lake Balaton. – *Annales Biol.Tihany* 35, 203–226.
- Soó R. 1963: Fejlődéstörténeti növényrendszertan – Budapest (II. kiadás), 1–560.
- SIMON T. 1992: A magyarországi edényes flóra határozója. – Nemzeti Tankönyvkiadó, Budapest, 1–885.
- SIMONS, J. & BEEM, A. P. 1990: *Spirogyra* species and accompanying algae from polls and ditches in the Netherlands. – *AQUAT Botanic* 37/3, 247–269.
- SÜMEGI, P. 1998: Reconstruction of floras, soil and landscape evolution and human impact on the Bereg Plain from late-galcial up to the present, based on palaeoecological analysis. – In: Upper Tisza Valley, Tiscia Monograf series Szeged 173–204.
- SZÁRAZ P. 1987: Ökológiai zsebkönyv. – AQUA kiadó, 128 p.

- SZUROMINÉ KORECZ, A. & NAGYNÉ BODOR, E. 1998: A *Pediastrum kawraisky* (SCHMIDLE) és a *Cytherissa lacustris* (G.O. Sars) együttes előfordulása és ökológiai jelentősége néhány balatoni sekélyfúrásban. – *Hidrológiai Közlöny* 78/5–6, 367–368.
- SZUROMINÉ KORECZ A. & NAGYNÉ-BODOR E. 1999a: A Szemesi-medence fejlődés-története a T6-25. számú mederfúrás ostracoda és sporomorpha vizsgálata alapján. – *Hidrológiai Közlöny* 79/6, 383–385.
- SZUROMI-KORECZ, A. & NAGY-BODOR, E. 1999b: Late Glacial and Post Glacial Sporomorph and Ostracod records and inferred cyclic climatic changes from Lake Balaton (Hungary). – European Palaeontological Association, Lisboa, Portugal, Abstract, 126–129.
- THOMSON, P. W. & PFLUG, H. 1953: Pollen und Sporen des Mitteleuropäischen Tertiärs. I. – *Palaeontographica* 94, (B): 138 p.
- TUZZON J. 1911: A balatoni fosszilis fák monográfiája. – A Balaton Tudományos Tanulmányozásnak Eredményei, A Balatonmellék paleonológiája, függelék IV. Kötet, Budapest 1–56.
- VAN GEEL, B. 1978: A palaeoecological study of Holocene peat bog sections in Germany and the Netherlands, based on the analysis of pollen, spores and macro- and microscopic remains of fungi, algae, cormophytes and animals. – *Review of Palaeobotany and Palynology* 25/1, 1–120.
- VAN GEEL, B. & VAN DER HAMMEN, T. 1978: Zygnemataceae in Quarternary Colombian sediments. – *Review of Palaeobotany and Palynology* 25/5, 377–392.
- WEISS, A. 1911: a Balaton vidékének pleisztocén korú csiga- és kagylófaunája. – A Balaton Tudományos Tanulmányozásnak Eredményei A balatonmellék paleontológiája, Függelék IV. kötet 1–36.
- WILLIS, K. J. 1997: The impact of Early Agriculture upon the Hungarian Landscape. – In: CHAPMAN & POLUKHANOV, P. (eds): *Landscapes in Flux Central and Eastern Europe in Antiquity* Oxbow. Books Oxford. 193–207.
- ZÓLYOMI B. 1936: Tízezer év története virágporaszemekben. – *Természettudományi Közlöny* 68, 504–516.
- ZÓLYOMI B. 1952: Magyarország növénytakarójának fejlődéstörténte az utolsó jég-korszaktól. – *MTA Biológiai Oszt. Közl.* 1, 491–544.
- ZÓLYOMI B. 1963: A Balaton iszaprétegének kormeghatározó pollenstatistikai vizsgálata. – *Vízgazdálkodási Tudományos Kutató Intézet*, Budapest, 29–30.
- ZÓLYOMI, B. 1987: Degree and rate of sedimentation in Lake Balaton. – In: Pécsi, M. (Ed): *Pleistocene environment in Hungary*. Geographical Research. (Contribution of the INQUA Hungarian National Committee to the XIIth. 27. INQUA Congress Ottawa, Canada 1987), 57–59.
- ZÓLYOMI, B. 1995: Opportunities for Pollen Stratigraphic Analysis of Shallow Lake sediments: the Example of Lake Balaton. – *Geojournal* 36/2–3, 237–241.
- ZÓLYOMI B. & NAGY E. 1992: A Balaton múltja a pollensztratigráfiai vizsgálatok tükrében. – 100 éves a Balaton kutatás. Tihany, 33. Hidrobiológus Napok, 25–29.



## Baradla-barlangi cseppkőkoradatok a késő-negyedidőszaki klímaingadozások tükrében

*Age data of speleothems in the Baradla Cave, with reference to climatic oscillations in the Quaternary period*

ZÁMBÓ László<sup>1</sup> – FORD, Derek<sup>2</sup> – TELBISZ Tamás<sup>1</sup>

(6 ábra)

*Tárgyszavak: cseppkő-kormeghatározás, paleoklíma*  
*Keywords: speleothem dating, palaeoclimate*

### Abstract

An important goal of current research into the Quaternary period is the reconstruction of the palaeoclimate. Since the karst processes are influenced by many climatic factors (mainly temperature and precipitation), the intensity of karstification changes according to climatic oscillations. The speleothems enclose much information about the palaeoenvironment. First of all, their occurrence suggests a relatively humid and warm climate, since both arid and cold conditions are limiting factors in speleothem formation. In this paper, a speleothem growth intensity diagram is presented from U-series age data of speleothems from Baradla Cave (NE Hungary). The diagram is compared with the results of other investigations (malacological, palinological, loess-chronological, stable isotope and NW European speleothem records) and a detailed analysis of Late Pleistocene climate is given.

### Összefoglalás

A sok szálon futó negyedidőszaki kutatás egyik fő célkitűzése az őseghajlat rekonstrukciója. Mivel a karsztos folyamatokra számos éghajlati tényező (elsősorban a hőmérséklet és a nedvesség) jelentős befolyást gyakorol, ezért a karsztosodás erőssége az éghajlat-ingadozásoknak megfelelően változik. A cseppkővekből sokféle információ olvasható ki az őskörnyezetre vonatkozóan. Már önmagában az előfordulásuknak is jelzésértéke van: viszonylag nedves és meleg éghajlatra utalnak, hiszen mind a szárazság, mind pedig a hideg korlátozó tényezőt jelent a cseppkőképződés szempontjából. Jelen cikkben a Baradla-barlangban végzett U-sorozatos mérésekből kapott koradatokra épülő cseppkőnövekedési intenzitást bemutató grafikont vetjük egybe más vizsgálatok eredményeivel (malakológiai, palinológiai, löszkronológiai, stabil izotópos és ÉNy-Európára vonatkozó cseppkőadatsorokkal). Ezek alapján a késő-pleisztocén éghajlatingadozások részletes elemzésére kerül sor.

### Bevezetés

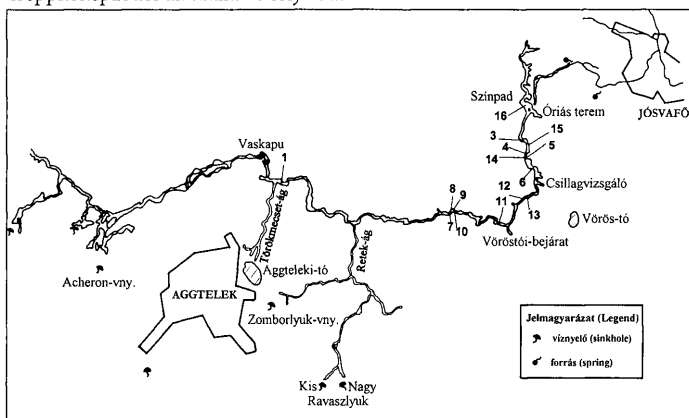
A karsztjelenségekre nagy hatással vannak az őskörnyezetben bekövetkezett változások. Mivel az éghajlat rendkívül meghatározó, ám – hosszabb időléptékben – változó tényezője a karsztosodásnak, ezért a klímaingadozások hatása jól tükröződik a karsztfolyamatok intenzitásának változásában (WHITE 1988). Ennélfogva a cseppkővek különösen fontos szerepet játszhatnak az őseghajlat jellemzésében. A karsztosodás a talajjal borított mészkőterületeken a legerőteljesebb, mivel a mészkő oldásában a talajban termelődő CO<sub>2</sub> a legfontosabb tényező. A mai Magyarország területén a talajképződés csak a

<sup>1</sup> ELTE TTK Természetföldrajzi Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány P. sétány, 1/c.

<sup>2</sup> MacMasterUniversity, Hamilton, Canada

pleisztocén melegebb interglaciális és interstadiális szakaszaiban mehetett végbe. A talaj mellett a csapadék hiánya is korlátozó tényező a karsztos oldódásban, ezért a cseppkővekből származtatott éghajlati következtetéseket kétféleképpen lehet értelmezni: az intenzív cseppkőképződés meleg-nedves feltételekre utal, míg a csökkent mértékű cseppkőképződés egyaránt lehet a hideg vagy a száraz időszakok eredménye.

A késő-pleisztocén során Közép-Európában lejátszódott éghajlatváltozások megismerése és a Baradla-barlang fejlődésmenetének jobb megértése érdekében, U-sorozatos kormeghatározásokat végeztünk cseppkőveken (1. ábra). A 24 km hosszú Baradla-barlang kitűnő példája a FORD & WILLIAMS (1989) osztályozása szerinti „ideális karsztvízszint barlangnak”. Allogén folyóvízes barlang, amit a szomszédos nemkarsztos területekről a mészkőhegyekbe folyó patakok alakítottak ki. A főágban ma már főleg csak árvizek alkalmával folyik jelentősebb mennyiségű víz, egyébként – „normális” hidrológiai körülmények között – a cseppkőképződés az uralkodó folyamat.



1. ábra. Mintavételi helyek a Baradla-barlangban

Fig. 1 Sampling sites in the Baradla Cave

A korábbi kutatások több eróziós illetve üledékképződési időszakot mutattak ki a negyedidőszak során (PIROS & GYURICZA 1986; SZENTES 1965). Az alsó, ma is aktív vízes járatok kialakulása óta számottevő szélesedéssel nem számolhatunk a főágban. Az alkalmoszerűen előforduló nagyobb áradások azonban hozzájárultak a főág üledékeinek, cseppkőkiválásainak rombolásához (JAKUCS 1956). Továbbá az üledékképződés üteme is eltérő lehetett a késő-pleisztocén különböző éghajlatú korszakaiban. A korábbi vizsgálatokból kevés kormeghatározás áll rendelkezésünkre a Baradla-barlang fejlődésének megítéléséhez: LAURITZEN & LEÉL-ÖSSY (1994) végezte el néhány cseppkő gyűrűinek U-sorozatos kormeghatározását, de az ő adataikhoz nincs megadva szórás, így az alábbi analízisben



(grafikon szerkesztésben, 2. ábra) emiatt nem lehetett felhasználni az ő eredményeiket (3. ábra).

Saját vizsgálataink elsősorban a főág idősebb (feltehetően legidősebb) cseppkőveinek kormeghatározását célozták. 16 helyről (1. ábra) gyűjtöttünk mintát, melyek első nagyobb csoportja kidőlt sztalagmitok alapi részéből illetve a rajtuk kialakult újabb cseppkővekből származott (1: „Kardbojt”, 7, 10, 13, 15: „Fatörzs”, 16). A minták másik csoportját a barlangi teraszokon illetve üledékeken kivált mészlerekódásokból (flowstone) választottuk. (2, 3, 8, 12), némelyik alól a későbbi erózió az üledéket mostanra kimosta. A harmadik csoportba a jelenlegi meder fölött 20–80 cm-re elhelyezkedő kisebb, erodált sztalagmitok (4, 5, 6, 14) tartoztak. A jelenlegi izotóparányok megismeréséhez néhány szalmacseppkövet is megmintáztunk (9, 11).

A korokat alfa-spektrometriás U-sorozatos módszerrel határoztuk meg. A Baradla-barlangi cseppkőmintákat alacsony U-tartalom és kis  $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$  arány jellemezte (feltehetően az áradások által behordott viszonylag jelentős mennyiségű törmelék hozzákeveredése miatt). Ezek a körülmények a mérések pontosságát csökkentik, mindazonáltal az adatok jól felhasználhatónak bizonyultak egy széleskörű összehasonlító elemzésben, melynek során az itt nyert adatokat összevetettük más vizsgálati módszerekkel elért eredményekkel [malakológiai (KROLOPP 1978; SÜMEGI & KROLOPP 1995, 4. ábra) és löszkronológiai adatokkal (PÉCSI 1975, PÉCSI et al. 1979) Magyarországról, északnyugat-európai cseppkőkoradatokkal (BAKER et al. 1993, 5. ábra), stabil izotópos ( $^{18}\text{O}$ ) vizsgálatokkal (MARTINSON et al. 1987, 6. ábra), és pollen elemzésekkel (GUIOT et al. 1989)]. Ezek alapján megállapítható, hogy a Baradla-barlangi eredmények meglepően jó egyezést mutatnak más idősorokkal, ami a késő-pleisztocén őskörnyezeti változások cseppkőkoradatok alapján történő vizsgálatát alátámasztja.

## Eredmények

### *Következtetések a Baradla-barlang fejlődésére nézve*

1. A lerakódások (a legnagyobb kidőlt sztalagmitok legőregebb részeit is beleértve) egyike sem valószínű, hogy idősebb lenne 200 000 évesnél. A barlang keletkezése ugyan feltehetőleg a késő-pleisztocénnél korábbi (JAKÁL 1975; MÓGA 1998), de az utolsó nagy eróziós időszakban az idősebb lerakódások maradványai mind lerombolódtak és kipucolódtak a barlangból.

2. A főág valószínűleg minimum 150 000 éves.

3. A főági meder méretei az utolsó interglaciális óta nem sokat változtak a meder közelében található cseppkő illetve mészkéreg kormeghatározások alapján (az azóta bekövetkezett erózió főleg a patak által behordott üledékeket érintette és nem a sziklaágyazatot).

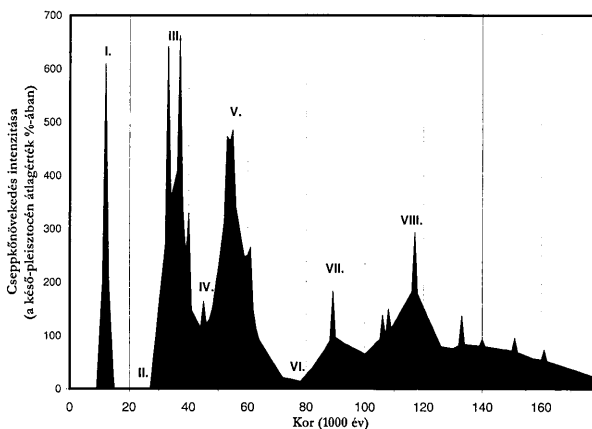
4. A teraszlerakódások koradatai azt sugallják, hogy a würm időszakban a barlang valószínűleg jobban ki volt töltve, mint manapság. Azok az árvizek amelyek a jelenlegi meder fölött 4,5 m-rel található kavics és agyaglerakódásokat létrehozták, minden bizonnyal a legnagyobb cseppkőoszlopok kidöntésében is főszerepet játszottak.

### Öskörnyezeti változások a késő-pleisztocén során

A cseppkőkoradatokból a növekedés intenzitására utaló gyakorisági görbe szerkeszthető. Ez a következő két lépésben keresztül valósítható meg:

a, A cseppkőkoradatokból készülő egyszerű hisztogram helyett egy olyan ábrázolást választottunk, ahol a „pontoszerű” koradatokat egy egyszerű valószínűségi eloszlással helyettesítjük, amelyet a kor és a szórás értékéből számítottunk. Ezeket az eloszlásokat összegeztük a 2. ábrán, amely így könnyebben értelmezhető, mint egy hisztogram.

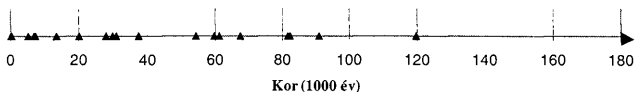
b, Mivel a gyakorisági értékek az *a* lépésben módosulnak, ezért minden értéket el kell osztani az időszak átlagértékével, így az Y-tengelyen végeredményben egy %-ban kifejezett skálát kapunk.



2. ábra. Cseppkőképződés intenzitásának változásai a Baradla-barlangban cseppkőkoradatok alapján

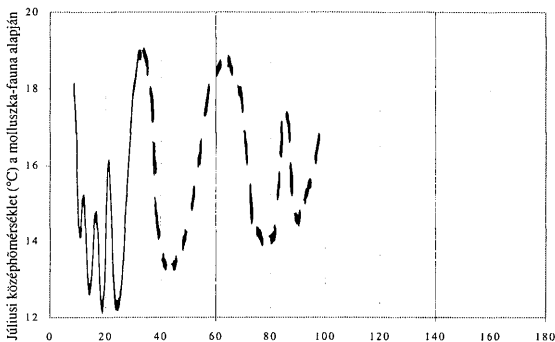
Fig. 2 Speleothem growth intensity based on speleothem age data from Baradla Cave

Az eredményeket a 3–6. ábrán látható idősorokkal hasonlítottuk össze. Méréseink időhatára a 180 000 éves kortól 10 000 évesig terjed. A mához közelebbi időhatár a mérések célkitűzéséből származik (hiszen a mintázás elsősorban a főág idősebb cseppkőképződményeinek mintázására irányult), és természetesen nem azt jelenti, hogy a holocén során hiányzott volna a cseppkőképződés a Baradla barlangból. A mérési eredmények a riss glaciális, a riss-würm interglaciális és a würm glaciális idejére esnek. A diagramon megfigyelhető csúcsokat és völgyeket római számokkal jelöltük. Az éghajlati periódusokat e szerint a grafikon szerint vesszük sorra a legrégebb koradatoktól kezdve.



3. ábra. Cseppkőkoradatok a Baradla-barlangból származóan ábrázolva (LAURITZEN & LEÉL-ÖSSY, 1994 adatai alapján)

Fig. 3 Speleothem age data from Baradla Cave (edited from data in LAURITZEN & LEÉL-ÖSSY 1994)

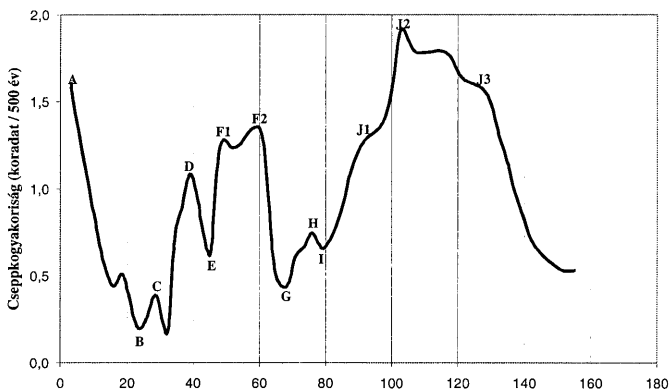


4. ábra. Molluszká-vizsgálatokra alapozott éghajlati ingadozások (SÜMEGI & KROLOPP 1995)

Fig. 4 Climate oscillations based on Molluscs (SÜMEGI & KROLOPP 1995)

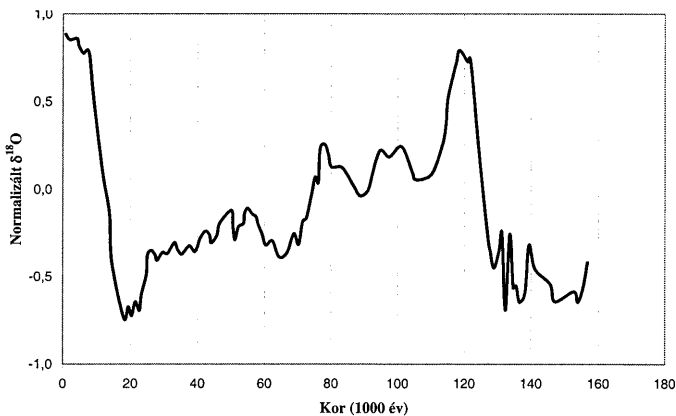
1. A riss glaciális végén korlátozott mértékű cseppkőnövekedés és hideg éghajlat volt jellemző (5. ábra) ÉNy-Európában és Magyarországon (kb. 125 000 évvel ezelőttig).

2. A riss–würm interglaciális kisebb éghajlati ciklusokra tagolható: 3 interstadiális (eemian: 125 000 év–115 000 év; brürrup: 105 000 év–95 000 év; odderade: 85 000 év–75 000 év) különböztethető meg az  $^{18}\text{O}$ -izotópos adatok alapján. Az eemian (a legmelegebb?) mind a magyarországi, mind pedig az Ény-európai cseppkőnövekedési diagramon felismerhető (VIII., J3), bár a későbbi interstadiálisok időben elcsúszni látszódnak a karsztadatokon (VII., J1: 90 000 év) és az odderade interstadiálisban a cseppkőképződés intenzitása nagyon alacsony (VI.; I,H,G). A kronológiai tévedések kizárásával BAKER et al. (1993) arra a következtetésre jutott, hogy ez a helyzet a viszonylag meleg interstadiális száraz jellegével magyarázható. Az interstadiális végén kezdődött a Fennoskandiai jégpajzs előrenyomulása, amely magas nyomású rendszert és szárazodást hozott. Más bizonyítékok is ennek a korszaknak a száraz jellege mellett szólnak (pl. szél által szállított homok brit barlangokban, löszlerakódások Angliában). Ugyanakkor a Franciaországból származó pollenadatok szerint (GUIOT et al. 1989) az odderade interstadiális csak csekély mértékben lehetett szárazabb, jóllehet közvetlenül előtte és utána nagyon száraz időszakok vették körül.



5. ábra. Cseppkőképződés intenzitásának változásai nyugat-európai cseppkőkoradatok alapján (BAKER et al. 1993)

Fig. 5 Speleothem growth intensity based on speleothem age data from NW Europe (BAKER et al. 1993)



6. ábra. Oxigénizotópos adatsor (MARTINSON et al. 1987)

Fig. 6 Oxygen isotope record (MARTINSON et al. 1987)

3. A kora-würmben (VI.; G) az éghajlat erőteljes zordabbra fordulása játszódott le, amelyet Magyarországon löszképződés, Dánia és Lengyelország területén pedig glaciális üledékek jellemeztek (TL korok: 60 000–80 000 év; KRONBERG & MEJDAHL 1990). A würml–2 interstadiálisban a klíma melegebb, de viszonylag

száraz volt és sztyepp növényzet uralkodott a Kárpát-medencében (SÜMEGI & KROLOPP 1995 szerint), a molluszk-fauna alapján. Az erőteljesebb cseppkőnövekedés (V.; F2–F1) azonban ellentmond ennek a véleménynek, mivel nedvesebb éghajlatra utal. (A pollen adatok az interstadiális elején száraz, a végén viszont már nedves klímát jeleznek.) Egy lehetséges magyarázat, hogy a Kárpátok és a közbezárt medence között nagyobb csapadékeloszlásbeli különbség jelentkezett ebben az időszakban, mint általában; mindazonáltal ennek a problémának az eldöntése további tanulmányozást igényel.

Az O-izotópos adatsor kivételével az összes többi diagram hideg éghajlatot jelez a középső-würm idejére (IV.; E; pollen és molluszk; 45 000 év) és meleget a würm<sub>2-3</sub> interstadiálisban (III.; 40 000 év), habár ezen korszak időtartamában vannak némi eltérések. Ény-Európában a lehűlés 35 000 évvel ezelőtt kezdődött (C), amelyet szaggatott örökfagy és tundra növényzet jellemzett Hollandiától északra. Ugyanekkor a Kárpát-medencében talajképződés zajlott (Mende Felső talaj, 32 000–27 000 év, Pécsi et al. 1979) és erőteljes volt a cseppkőképződés is. Ebben a korszakban feltehetőleg erős észak–déli irányú éghajlati különbségek határozták meg Európa éghajlatát, mivel más bizonyítékok is viszonylag meleg klímára utalnak Európa délebbi részein (GUIOT et al. 1989; ROUSSEAU & PUISSEUR 1990).

A késő-würm rendkívül száraz (SÜMEGI & KROLOPP 1995) és hideg körülményeket hozott a Kárpát-medencében 27 000 évvel ezelőttől kezdődően, ami a cseppkőképződés leállítását is okozta (II.). Löszképződés volt a meghatározó folyamat, amelyet ugyan egy rövid melegebb esemény megszakított (O-izotópos adatsor; talajképződés: 22 000–20 000 év, Pécsi 1975), de nincs adat a karsztosodás megélénkülésére ebből a korszakból (Talán a rövid időtartam miatt.).

A würm végétől napjainkig egy viszonylag gyors felmelegedésnek lehetünk tanúi. Ez a hidegtűró molluszkafajok eltűnéséhez, a talajképződés újraéledéséhez és a karsztfolyamatok felgyorsulásához vezetett (I.).

### Következtetések

Összegzőképpen megállapítható, hogy a cseppkőnövekedés a klímaváltozások jó indikátora, és nemcsak a hőmérsékletre de az éghajlat csapadékoságára is érzékeny. Ez szükségessé teszi, hogy a cseppkőképződmények koradatait ne csupán önmagukban, hanem más módszerekkel kiegészítve használjuk az őskörnyezet rekonstrukciójában. Számos lehetőség nyílik a cseppkővizsgálatok mélységének növelésére is, pl. a cseppkőgyűrűk stabil izotóp: <sup>18</sup>O, <sup>13</sup>C (HENDY 1971; BROOK, 1990; VESICA et al. 2000) és szerves sav tartalmának (MCGARRY & BAKER 2000) részletes elemzése, amelyre további vizsgálatok keretében kerülhet sor.

Az északnyugat-európai és Kárpát-medencei adatok összehasonlításából leszűrhető, hogy az éghajlatingadozások többé-kevésbé párhuzamosan zajlottak, de ez alól akadnak kivételek is, amelyek az európai klíma vonatkozásában érdekes felvetésekhez vezethetnek.

## Lábjegyzet:

<sup>1</sup>Ezekről részletesebben egy most készülő, a barlang genetikáját tárgyaló tanulmányban fogunk beszámolni.

## Irodalom – References

- BAKER, A., SMART, P. L. & FORD, D. C. 1993: Northwest European palaeoclimate as indicated by growth frequency variations of secondary calcite deposits. – *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* **100**, 291–301.
- BROOK, G. A., BURNEY, D. A. & COWART, J. B. 1990: Desert palaeoenvironmental data from cave speleothems with examples from the Chihuahuan, Somali, Chalbi and Kalahari deserts. – *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* **76**, 311–329.
- FORD, D. C. & WILLIAMS, P. W. 1989: Karst Geomorphology and Hydrology – Unwin Hyman, London, 601 p.
- GUIOT, J., PONS, A., BEAULIEU, J. L. & REILLE, M. 1989: A 140,000 year continental climate reconstruction from two European pollen records. – *Nature* **338**, 309–313.
- HENDY, C. 1971: The isotopic geochemistry of speleothems I. The calculation of the effects of different modes of formation on the isotope composition of speleothems and their applicability as palaeoclimate indicators. – *Geochim. Cosmochim. Acta* **35**, 801–824.
- JAKÁL, J. 1975: Kras Silickej Planiny. – Vyd. Osveta, 145 p.
- JAKUCS L. 1956: Adatok az Aggteleki hegység és barlangjainak morfogenetikájához. – *Földrajzi Közlemények* **4/1**, 25–35.
- KROLOPP E. 1978: A magyarországi negyedkori üledékek abszolút kronológiai adatai. – *Földrajzi Közlemények* **26**, 228–232. (in Hungarian and English).
- KRONBERG, C. & MEJDAHL, V. 1990: Thermoluminescence dating of Eemian and Early Weichselian deposits in Denmark. – *Quat. Int.* **3/4**, 93–99.
- LAURITZEN, S. E. & LEÉL-ÖSSY, Sz. 1994: Előzetes koradatok egyes baradlai cseppkövekről. – *Karszt és Barlang* **1994/1–2**, 3–8.
- MARTINSON, D. G., PISIAS, N. G., HAYS, J. D., IMBRIE, J., MORRE, T. C. & SHACKLETON, J. 1987: Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300,000 year chronostratigraphy. – *Quat. Res.* **27**, 1–29.
- MCGARRY, S. F. & BAKER, A. 2000: Organic acid fluorescence: application to speleothem palaeoenvironmental reconstruction. – *Quat. Sci. Rev.* **19**, 1087–1101.
- MÓGA, J. 1998: Felszínalaktani megfigyelések a Gömör-Tornai-karszton. – PhD-értekezés, ELTE TTK, Budapest, Kézirat, 140 p.
- PÉCSI M. 1975: A magyarországi löszszelvények litosztratigráfiai tagolása. – *Földrajzi Közlemények* **23**, 228–239.
- PÉCSI, M., SZEBÉNYI, E. & PEVZNER, M. A. 1979: Upper Pleistocene Litho- and Chronostratigraphical type profile from the exposure at Mende. – *Acta Geologica Hungarica* **22**, 271–389.
- PIROS, O. & GYURICZA, Gy. 1986: A Baradla-barlang eróziós-genetikai vizsgálata. – *NME Közleményei, Miskolc, I. Sorozat, Bányászat*, **33/1–4**, 47–55.
- ROUSSEAU, D. D. & PUISSEGUR, J. J. 1990: A 350,000 year climatic record from the loess sequence of Achenheim, Alsace, France. – *Boreas* **19**, 203–106.
- SÜMEGI P. & KROLOPP E. 1995: A magyarországi würm korú löszök képződésének paleoökológiai rekonstrukciója Mollusca-fauna alapján. – *Földtani Közlöny* **125/1–2**, 125–148.
- SZENTES, Gy. 1965: Földtani, tektonikai és genetikai vizsgálatok a Baradla- és Béke-barlangban. – *Karszt és Barlang* **1965/2**, 85–92.
- VESICA, P. L., TUCCIMEI, P., TURI, B., FORNÓS, J. J., GINÉS, A. & GINÉS, J. 2000: Late Pleistocene Paleoclimates and sea-level change in the Mediterranean as inferred from stable isotope and U-series studies of overgrowths on speleothems, Mallorca, Spain. – *Quat. Sci. Rev.* **19**, 865–879.
- WHITE, W. B. 1988: Geomorphology and Hydrology of Karst Terrains. – Oxford University Press, Oxford, 464 p.

# Veszprém környéki barlangok üledékvizsgálatának eredményei

*Results of investigations  
into the sediments in caves in the area around Veszprém*

FUTÓ János<sup>1</sup>

(2 ábra, 1 táblázat)

*Tárgyszavak: Bakony hegység, klímafázisok, negyedidőszak, barlang, karsztvíz, üledék, szeptáriás konkreció*  
*Keywords: Bakony Mountains, climatic phases, Quaternary, cave, karst water, sediment, septarian nodule*

## Abstract

The study of Quaternary sediments which fill small caves/cavities on the Veszprém karst-plateau disclosed new details of the uplift-history of the area. Morphology of the studied caves clearly shows that they were formed originally in the phreatic zone. Due to repeated phases of subsequent, tectonically controlled uplift and erosion they became connected to the surface and received sediments from there. Alternation of mechanical infill (red-russet clays, laminated silt and fine-sand) and chemical precipitates (septarian nodules, platy calcite-crusts, fragments of stalactites) reflect the changing conditions of landform-evolution and climate on the surface. The most complete succession was that of the Csátár Cave where 7 climatic phases could be identified. Further instrumental analytical work and a thorough palaeontological study of each described layer certainly would help to improve age resolution and as understanding of additional details of the recorded environmental change. It is suggested, that the study of cave sediments should be incorporated into research which aims to find out more about the Late Tertiary to Early Quaternary events of the history of the Veszprém karst-plateau.

## Összefoglalás

A Veszprém környéki, erősen lepusztult, felső-triász dolomit térszínnek kisméretű barlangjai pleisztocén korrelatív üledékeket tartalmaznak. A főkarsztvíz szintjében keveredési korrózióval létrejött üregek tektonikusan több szakaszban megemelkedtek. A felszínközeli került barlangokat az erózió felnyitotta; üledékcsapdává alakultak. A környező területekről bemosódó üledékek (vörösbarna agyag, laminites kőzetliszt, finomhomok) anyaga és a bennük talált kiválásformák (szeptáriás gumó, lemezes kalcitkéreg, cseppkötőredék) visszatükrözik a felszíni folyamatokat és az éghajlat változásait. A legteljesebb rétegsor a Veszprém melletti Csátár-hegyi-barlangban táruult fel, ennek segítségével 7 különböző éghajlati fázist mutattunk ki.

## Bevezetés

A Bakonyvidék közel ezer barlangjának túlnyomó része kisméretű, mindössze méteres vagy néhány tíz méteres nagyságrendű képződmény (ESZTERHÁS 1984), közülük azonban jónéhány – látszólag jelentéktelen – üreg kitöltése értékes földtani információkat őriz. Az 1950–60-as évek viszonylag kevés eredménnyel járó ásatásai inkább régészeti jellegűek voltak (ROSKA 1954; BERTALAN & KRETZOI 1960; DORNYAI 1961; BERTALAN 1963; DOBOSI 1963), majd a későbbi esztendőekben a

<sup>1</sup> Bakonyi Természettudományi Múzeum, 8420 Zirc, Rákóczi tér 1.

barlangkutatók érdeklődését a víznyelők kibontása révén hozzáférhető járatok vonták magukra. A '80-as évektől fordult ismét a figyelem a térség kis barlangjai felé (VERESS 1981), melyeknek kitöltő üledékei őslénytani (KORDOS 1984), földtani (FUTÓ 1992, 1995, 1999) és régészeti (ILON 1992; VERESS et al. 1993) eredményekkel gyarapították a Bakony hegységre vonatkozó addigi ismeretanyagot.

A Veszprémi Egyetemi Barlangkutató Egyesület tevékenysége nyomán különösen intenzívvé vált a Veszprém és Szentgál között húzódó dolomit-rögök barlangtani kutatása. Az itt megtalált mintegy kéttucatnyi üreg közül a veszprémi Csátár-hegyi-barlang, a bándi Róka-lyuk és a szentgáli Kő-lik vizsgálata nem várt, meglepő eredményeket hozott (FUTÓ 1992, 1995, 1999; FUTÓ & SCHÄFER 2000; SCHÄFER et al. 2000; SCHÄFER & GYURMAN 2000). A közel azonos földtani helyzet, a hasonló képződési viszonyok, és e karsztos csapdák kitöltő üledékeiben megmutatkozó rokon vonások lehetővé tették, hogy általános következtetéseket vonjunk le a tágabb környék fiatal földtani fejlődéstörténetéről.

A barlangok jelentős tereit elfoglaló laza üledékeket a feltárás során részben kitermelték, így láthatóvá vált a kitöltés rétegsora, melynek makroszkópos leírásával, értékelésével, a cseppkőképződmények és egyéb kiválásformák elemzésével, valamint felszíni terepbejárásokkal, a morfológiára és a fedőüledékekre vonatkozó megfigyelésekkel közvetett bizonyítékokhoz jutottunk a helyi jelentősebb negyedidőszaki éghajlatváltozásokról és a terület főbb tektonikai mozgásairól.

### Földtani viszonyok és üregképződés

A három vizsgált barlang mindegyike vastagpados kifejlődésű felső-triász földolomitban helyezkedik el, változó tengerszint feletti magasságban (300–370 m), a Séd jobb partját kísérő önálló rögök oldalában, illetve tetősíkján. Mivel a térség a Déli-Bakony egyik oldaleltolódási és feltolódási zónájában fekszik (JAKUS 1980; MÉSZÁROS 1980), a tektonika többféle módon is hangsúlyos szerepet kapott az üregek létrejöttében és későbbi alakításában. E preformáló szerkezeti hatás talán a Kő-lik esetében a leglátványosabb, ahol hasadékszerű folyosók képezik a járatokat. A Csátár-hegyi-barlangnál inkább a dolomit tektonikus morzsolódása segítette elő a felszín alatti vizek áramlását, majd a nagyméretű gömbüst jellegű üregek kioldódását (FUTÓ 2000). A Róka-lyuk egyetlen réteg menti kiformalódásában – a közettani viszonyokon túl – a rög eredeti helyzetéből való kibillenésének volt jelentősége (SCHÄFER et al. 2000).

A felszínről leszívargó és a mélyben áramló karsztvizek keveredési korróziója a mindenkori karsztvíz szintjében kisebb-nagyobb üregeket és járatokat hozott létre a tektonikailag nyugodt időszakokban (VERESS 1999, 2000; FUTÓ 1992, 1995, 1999). A földolomitot fedő bauxitroncsok és a Csatkai Formáció agyagos, homokos és kavicsos üledékanyaga a Séd völgye által jelölt törésvonalaltól északra vastagon töltötte ki a Veszprém–Devecseri-árkot, míg a délre húzódó blokkokat csak vékonyan és foltokban borította, ami felszíni karsztformák kialakulását is lehetővé tette. A terület tektonikus megemelkedése nyomán a karsztvízszint lejjebb szállt és egy mélyebb zónában kezdődött újra az üregkioldódás,



ugyanakkor a felerősödő felszínpusztulás elvitte a fedőüledék nagy részét, de a rögök tetején – folyóvíz hiányában – inkább csak áthalmazódások zajlottak (1. ábra).

Az emelő szerkezeti mozgások és vele együtt a karsztvízszint alászállása többször megismétlődött a pleisztocén folyamán, ugyanis az ismert barlangok és az egykori üregek létre utaló lemezes kalcitkiválások, cseppkómaradványok (Futó 1998) különböző tengerszint feletti magasságokban (290 m, 330 m, 370 m) fordulnak elő.

A tektonikus emelkedés másik következménye az addig zárt üregek felszínközelsége, majd felszínre nyílása volt, így lehetővé vált, hogy a tetőhelyzetű barlangokba a környező térszínről, míg a völgyoldaliakba a szomszédos, vagy esetleg távolabbi térségből különféle laza üledékek mosódjának be.

### A barlangok üledékkitöltése

A barlangokba alkalmanként behordódott üledék nem töltötte ki teljesen a rendelkezésre álló teret vagy ha igen, akkor is egy része – a későbbiek során – a mélyebben létrejött fiatalabb járatokba, üregekbe halmozódott át, helyet biztosítva az újabb felszíni üledékbeáramlásnak. E jelenségsor meglétét legjobban a Kő-lik falára cementálódott egykori kitöltés maradványok és a barlang álfenékszíntjei bizonyítják. A folyamatok révén így szinte egy sűrített rétegsor keletkezett és őrződött meg napjainkig.

1. ábra. A vizsgált terület fiatal fejlődéstörténetének elvi vázlata: I. – Az áramló karsztvíz zónájában keveredési korrózióval kialakulnak a zárt üregek. II. – A rög emelkedése következtében a fedőüledékek egy része lepusztul és újabb szintben zajlik az üregképződés. III. – Az ismételt emelkedés miatti lepusztulás felszínre nyitja az üregeket, amelyekbe üledékek mosódnak be. Újabb üregesedés a jelenlegi karsztvíz szintjében. Jelmagyarázat: A – Csatár-hegyi-barlang; B – Kő-lik; 1. Földolomit E, 2. lösz, 3. Csatkai Formáció, 4. üreg, 5. karsztvízszint, 6. tektonikus emelkedés

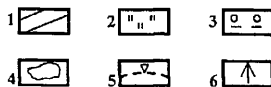
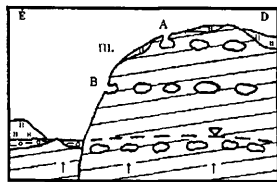
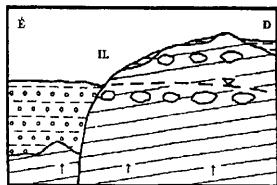
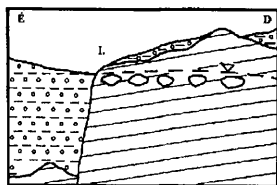
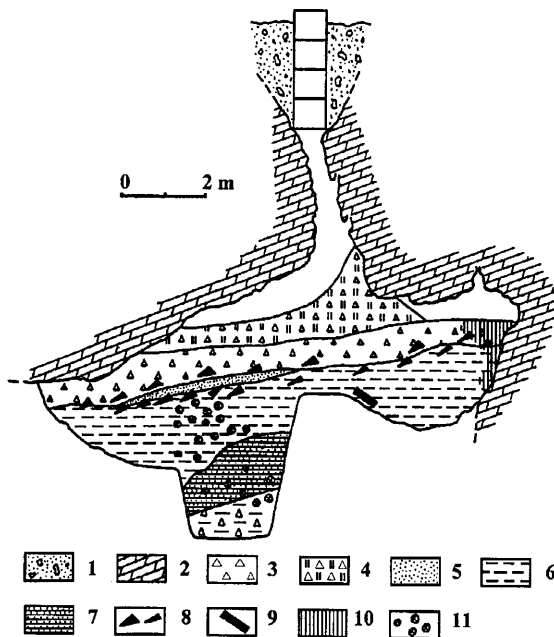


Fig. 1 Fig. 1 Idealized sketch of the evolution of the study area: I - In the phreatic zone cavities develop by mixture corrosion. II - Overlying beds are eroded as a result of uplift the block and cavity formation continues at another level. III - Erosion continues by repeated uplift, therefore the cavities open at the surface sediments are washed in. New cavities form at the level of the present water table. Legend: A - Csatár-hegyi Cave; B - Kő-lik Cave; 1 Main dolomite; 2 loess; 3 Csátskai Fm; 4 cave; 5 karst water table; 6 tectonically controlled uplift

A legteljesebb szelvény a Csatár-hegyi-barlangban vált láthatóvá (2. ábra). Az antropogén feltöltés alatt az eredeti, enyhén nyugat felé lejtő üledékfelszínt viszonylag tömör, de nem cementálódott, közepes szemcseméretű, tiszta dolomittörmelék képezte. A teljesen szögletes darabok átmérője 1–3 cm között váltakozott. Belső rétegzettséget, anyag- és szemcseátmérő-változást nem tapasztaltunk a közel 1 m-es, egyenletes vastagságú rétegben. Ugyanakkor a dolomitmúrák alsó részén, a törmelék közé keveredve néhol finomlemezes kalcitdarabokat és cseppkőtöredékeket találtunk. Ez alatt viszonylag éles határral következett a barlang jelenleg ismert kitöltésének fő tömegét adó vörösbarna agyag több méteres vastagságban. Az említett kalcitok és cseppkőtöredékek ennek az agyagösszletnek a felső részén is megtalálhatók, jelezve, hogy az üledékváltás időszakában kerültek mai helyükre. Az agyagból egy ferdén fekvő, fél méter átmérőjű és 10 cm-nél vastagabb, lemezes kalcittömb is előkerült. Az eredeti helyzetében lévő kalcitpad tetején 5 cm magas állócseppkő nőtt, mielőtt betemetődött volna üledékkel. Az agyagból kiásott másik kalcitkéreg felületére a mennyezetről letört kisebb cseppkövek hullottak, melyeket aztán a további meszes kiválás odacementált és bekérgezett. E finomlemezes kalcitok az üregekbe időszakosan beszivárgó vizek – üledékfelszíneken vagy kissé lejtős szálkőzetfelületeken való – ritmikus kicsapódásával keletkeztek, ahogy ez ma is megfigyelhető a Kő-likban. A barlang keleti oldalán, a kisebbik kürtő alatti részen, a szálkőzetfalhoz igazodva, mintegy 10–50 cm széles sávban hegyitej vonta be a dolomittörmelék felületét, illetve cementálta egymáshoz a különálló darabokat. Ez a meszes kötöttség – ugyancsak a fal közelében – áttért az alatta lévő vörösbarna agyagra is. A terem nyugati felében, a dolomittörmelék és az agyagréteg közé éles határral 5–10 cm vastagságú, szürke és sárga, finomszemű homok települt.

A vörösbarna agyagösszletben – szintén közbetelepülve – különböző vastagsággal (20–100 cm) megjelenik a barlangi laminit is. Az alapvetően sárga, de néha váltakozva vörös és fekete színeződésű, finomszemcsés és finomlemezes üledék anyaga kissé agyagos kőzetliszt. Hasonló képződményt írtunk le a szentgáli barlangból (FUTÓ 1992), és felszíni megfelelője is ismert a Hárskúti-fennsík karsztos mélyedéseiből (FUTÓ 1980, 1985). Az ilyen típusú képződmény nagy intenzitású csapadékhullás következtében alakul ki. A felszíni karsztos mélyedésekbe bezúduló víz nem tud azonnal elnyelődni, ezért visszaduzzadva tavacsát alkot, majd lassan – néha több nap alatt – elszivárog. A vízzel besodort hordalékanyag így már tavi üledékképződési viszonyok között, mikrorétegesen, lemezesen rakódik le, a durvább szemcsék gravitációsan (esetleg gradáltan), a legfinomabbak pedig kolloidálisan (VERESS 1986, 1987). A Csatár-hegyi-barlang laminites rétegsorának vastagsága megközelíti a 2 m-t.

A barlang üledékkitöltésének igazi különlegességét a vörösbarna agyagban és a mikrorétegzett laminitösszletben belül egyaránt gyakran megjelenő – a laza üledékek meszes összementálódásával keletkezett – szeptáriás gumók jelentik (FUTÓ 1995, 1999). A terem középső részében tovább mélyített gödörben a laminites kőzetliszt alatt újra megjelenik a vörösbarna agyag, helyenként kevés, – valószínűleg a mennyezetről lepotyogott – apró dolomittörmelékkel keveredve.



2. ábra. A Csátár-hegyi-barlang üledékköltése. Jelmagyarázat: 1. Fődolomit, 2. dolomittörmelék, 3. talajjal kevert antropogén törmelék, 4. vörösbarna agyag, 5. finomhomok, 6. laminites kőzetliszt, 7. antropogén feltöltés, 8. cseppkőtörödékek, 9. lemezes kalcitkiválás az üledékben, 10. hegyitejes kiválás, 11. szeptáriás gumók

Fig. 2 Deposit fill in the "Csátár-hegy" cave. Legend: 1 Main dolomite; 2 dolomite clast; 3 soil and anthropogenic clast; 4 red-russet clay; 5 fine-sand; 6 laminated silt; 7 anthropogenic clast; 8 fragments of stalactites; 9 laminated calcite concretion in the sediment; 10 rock flour concretion, 11 septarian nodules

A mélyebben települő laza üledékeket a későbbi feltárás hozhatja majd napvilágra.

A Bánd melletti Róka-lyuk csőszerű járatainak, lapos termeinek üledékköltése is a közelmúltban vált ismertté (SCHÄFER et al. 2000). Itt egyelőre kevesebb üledéktípust sikerült elkülöníteni, de a jellegzetes vörösbarna agyag, a laminites kőzetliszt és a szeptáriás konkréciók ugyanúgy előfordulnak mint a Csátár-hegyi-barlangban, csak kisebb mennyiségben.

A szentgáli Kő-lik rétegsorának leírását már korábban közöltük (FUTÓ 1992); itt is megtalálható a dolomittörmelékcsóna, a vörösbarna agyag, a laminites sorozat maradványai és a szeptáriás gumók.

### **Éghajlat és üledékek**

Az üledékek rétegzettsége, települési viszonyai és a bennük előforduló utólagos kiválások igen változatos pleisztocén fejlődéstörténetre engednek következtetni a környező területeken. A barlang kitöltésének fő tömegét adó vörösbarna agyag hosszan tartó, meleg, csapadékos éghajlatot jelez, míg a laminites összlet időnkénti nagyobb vízbeáramlásra és gyér felszíni növényzetre utal, amikor a barlangban rendszeresen tóvá duzzadt a beömlő víz. Az utólagos cementálódással keletkezett szeptáriás gumók kialakulásának kora egyelőre nem ismert, de jelenlétük váltakozó kiszáradást és oldatvándorlást bizonyít. A laminitösszlet fölött települő vörösbarna agyag az éghajlat ismételt kedvezőbbre fordulását mutatja; a felszínen dúsabb vegetáció, vastagabb talajtakaró képződhetett. Ennek egyenes következménye, hogy a barlangban felerősödött a cseppkőképződés és ekkor jöhettek létre – az üledékbehordódás hosszabb szüneteiben – a kitöltés lejtős felszínét több helyen borító finomlemezes kalcitkérgék is. A mennyezetről lehullott kisebb cseppkődarabok mutatják a földrengések formájában jelentkező időnkénti földszerkezeti eseményeket. A nagyobb méretű cseppköveken tapasztalt enyhe, de közel azonos mértékű görbülés, feltehetően egy lassú, billenő tektonikai mozgást tükröz. Ekkoriban valószínűleg több nyílása is lehetett a barlangnak, mert a cseppkövek egy részén későbbi, huzathatásra utaló „zászlószerű” borsókökiválás történt.

Valószínűleg a würm utolsó hideg szakaszának száraz éghajlata miatt állt le a cseppkőképződés, és ugyanekkor finomszemű homok, áthalmazott lösz került a barlangba. A felül nyitott, zsákszerű üregnél a fagyhatás erőteljesebben érvényesülhetett, az aprózódó dolomittal együtt a mennyezetről lepotyogtak a cseppkövek is. A kitöltés rétegorának záró tagja, a tisztán dolomitmurvás réteg (benne nagyobb, néha fél méter átmérőjű tömbökkel) a fagyhatás dominánsá válására utal.

A holocén felmelegedő, egyre csapadékosabb éghajlata újra kedvezett a humuszos talajtakaró kialakulásának; a mennyezeten ma is látható, kisméretű cseppkövek jelentek meg. Ezzel párhuzamosan, fadarabokkal és más hordalékkal eltömődött a szűk mennyezeti kürtő, csak a véletlen segítette a barlang felfedezését (MARKÓ 1960). Az ilyen elzáródás a múltban többször ismétlődhetett, hozzájárulva a barlang lassúbb feltöltődéséhez.

Az üledékek folyamatban lévő öslénytani vizsgálata remélhetőleg támpontot ad ahhoz az egyelőre még megválaszolatlan kérdéshez, hogy a fenti rétegor csak a würmön belüli éghajlat-ingadozásokat, vagy esetleg a pleisztocén idősebb szakaszainak nagy klímaváltozásait tükrözi-e?

### **Következtetések**

A laza üledékkitöltés makroszkópos leírása révén – kiegészítve a barlangok genetikájára utaló adatokkal – már bizonyos következtetéseket tehetünk a térség fiatal fejlődéstörténetére és éghajlatváltozásaira vonatkozóan. Az általunk kutatott három üreg közül a Csatár-hegyi-barlang 5 m-t meghaladó, változatos rétegsora alapján legalább 7 különböző éghajlati fázist lehetett elkülöníteni a

negyedidőszakban, ugyanis a klíma főbb jellemzői (hideg, meleg, száraz, nedves) jól tükröződnek az üledékek anyagán (I. táblázat).

Műszeres anyag- és őslényanti vizsgálatok tovább finomíthatják az egykori környezetről és élővilágról (amely ugyancsak éghajlatfüggő) alkotott képünket, illetve ezek révén pontos koradatokhoz is hozzájuthatunk. A feltárás mélységi folytatásával a pleisztocén idősebb szakaszainak kimutatására is remény van. Az így nyert adatok – összevetve az Északi-Bakony hasonló képződésű barlangjaiban is meglévő üledékköltésekkel – nagyban hozzájárulhatnak a közép-hegység e részének eddig csak főbb vonalaiban ismert harmadidőszak végi és negyedidőszaki fejlődéstörténetéhez.

I. táblázat. A barlangi üledékek és kiválások, valamint a felszíni folyamatok összefüggése az éghajlat változásaival – a Csatár-hegyi-barlang példáján. 1–4. Felső-pleisztocén vagy esetleg annál idősebb üledékek, 5–6. würm vagy annak legutolsó hideg szakasza, 7. holocén

Table 1 Relationships of speleothems, cave deposit and surface processes with climate changes – based on examples from the Csatár-hegy cave. 1–4 Upper Pleistocene or possibly older deposits. 5–6 Würm or last cold stage

	BARLANG	FELSZÍN	ÉGHAJLAT
1.	A zárt üregek felnyílása	Erózió, lejtőleéblítés, nincs gyér a növényzet	Száraz, de időszakosan rövid, intenzív csapadékok
2.	Nagy mennyiségű vörösbarna agyag	Mállás, talajosodás, dúsabb növényzet	Hosszan tartó meleg, csapadékos időszak
3.	Több méter vastag kőzetlisztes, laminites összet, időszakos tavak az üregekben	Gyér növényzet, időszakos vízbeáramlás a barlangba, löszképződés	Félig száraz, de időszakosan intenzív csapadékhullások
4.	Sok vörösbarna agyag, lemezes kalcittal, erős cseppkőképződés	Dús növényzet, mállás, talajosodás	Tartósan meleg, csapadékos időszak
5.	Kőzetliszt, finomhomok	Erózió, gyér növényzet, löszképződés	Száraz, hideg (?) időszak
6.	Cseppkőtörödékek, dolomittörmelék	Fagyaprózódás, nincs növényzet	Hideg, száraz időszak
7.	Gyér cseppkőképződés, hegyitej kiválás	Talajtakaró, gyarapodó növényzet	Felmelegedő, csapadékosabb váló éghajlat

## Irodalom – References

- BERTALAN K. 1963: A dudari „Sűrűhegyi” Ördöglik kutatástörténete. – *Karszt és Barlang* **I**, 27–31.
- BERTALAN K. & KRETZOI M. 1960: A Tekeressvölgyi barlangok Veszprém mellett és az örvös lemming legdélebbi előfordulása. – *Karszt- és Barlangkutatás* **2**, 83–91.
- DOBOSI V. 1963: Jelentés a bakonybéli kiküldetésről 1963. ápr. 3–7. – A veszprémi Bakonyi Múzeum (VBM) Adattára, kézirat, 1–3.
- DORNYAI B. 1961: Ásatásaim a Rezi „Sikaliktyá”-ban 1956-ban és 1961-ben – VBM, kézirat, 1–5.
- ESZTERHÁS I. 1984: Lista a Bakonyi barlangjairól – *Folia Musei Historico-Naturalis Bakonyiensis* **3**, 13–30.
- FUTÓ J. 1980: Kiegészítő megjegyzések az Öreg-folyás jobb oldali vízgyűjtő területén előforduló víznyelők komplex térképeinek földtani részéhez – *Cholnoky Jenő Barlangkutató Csoport Évi Jelentése*, Kézirat, Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulat (MKBT) Dok. Szakoszt. 22–29.
- FUTÓ J. 1985: Fúrásos kutatás a Mester-Hajagon. – *Cholnoky Jenő Barlangkutató Csoport Évi Jelentése*, Kézirat, MKBT Dok. Szakoszt. 3–10.
- FUTÓ J. 1992: Adatok a szentgáli Kő-lik-barlang fejlődéstörténetéhez. – *Folia Musei Historico-Naturalis Bakonyiensis* **11**, 21–27.

- FUTÓ J. 1995: Újabb üledékföldtani megfigyelések a Csatár-hegyi-barlangban. – *A Veszprémi Egyetemi Barlangkutató Egyesület Munkájának Eredményei* 1994, 7–11.
- FUTÓ J. 1998: Újabb földtani adatok a Csatár-hegyről. – *A Veszprémi Egyetemi Barlangkutató Egyesület Munkájának Eredményei* 1997, 15–17.
- FUTÓ J. 1999: A Csatár-hegyi barlang üledékei I. – *Folia Musei Historico-Naturalis Bakonyiensis* 14, 7–19.
- FUTÓ J. 2000: Keveredési korrózióval kialakult Veszprém környéki barlangok morfológiai típusai. – *Karsztfejlődés* V, 243–255.
- FUTÓ J. & SCHÄFER I. Zs. 2000: Új terem feltárása a Csatár-hegyi-barlangban. – *A Veszprémi Barlangkutató Egyesület Munkájának Eredményei* 1998–1999, 5–14.
- ILON G. 1992: A Szentgál Mecsek-hegyi Kő-lik-barlang régészeti emlékei. – *Tapolcai Városi Múzeum Közleményei* 2/1991, 83–96.
- JAKUS P. 1980: Márkó. Magyarázó a Bakony hegység 20 000-es földtani térképsorozatához. – MÁFI, Bp. 58 p.
- KORDOS L. 1984: A bodajki Rigó-lyuk újholocén kitöltésének vizsgálata – *Folia Musei Historico-Naturalis Bakonyiensis* 3, 31–42.
- MARKÓ L. 1960: Új barlang nyílt meg a veszprémi Csatár-hegyen. – *Karszt- és Barlangkutató Tájékoztató* 12, p. 3–21.
- MÉSZÁROS J. 1980: Szentgál. Magyarázó a Bakony hegység 20 000-es földtani térképsorozatához. – MÁFI, Bp. 91 p.
- ROSKA M. 1954: Ásatások a Bakony barlangjaiban az 1950–1953. években. – *MÁFI Évi Jelentés 1953-ról* I, 359–360.
- SCHÄFER I. Zs. & GYURMAN Cs. 2000: A szentgáli Kő-lik feltárásának újabb eredményei. – *A Veszprémi Egyetemi Barlangkutató Egyesület Munkájának Eredményei* 1998–1999, 14–20.
- SCHÄFER I. Zs., FUTÓ J. & TÓTH J. 2000: A Miklóspál-hegyi Róka-lyuk kutatásának újabb eredményei. – *A Veszprémi Egyetemi Barlangkutató Egyesület Munkájának Eredményei* 1998–1999, 21–27.
- VERESS M. 1981: A Csesznek környéki barlangok genetikájának vizsgálata. – *A Bakony Természettudományi Kutatásának Eredményei* 14, 61 p.
- VERESS M. 1986: Feltárás előrejelzése a karsztos üledékek vizsgálatával. – *Karszt és Barlang* 2, 95–104.
- VERESS M. 1987: Karsztos mélyedések működése bakonyi fedett karsztokon. – *Földrajzi Értesítő* 36/1–2, 94–114.
- VERESS M. 1999: Az Északi-Bakony fedett karsztja. – *A Bakony Természettudományi Kutatásának Eredményei* 33, 167 p.
- VERESS, M. 2000: Covered karst evolution in the Northern Bakony Mountains, W-Hungary. – *A Bakony Természettudományi Kutatásának Eredményei* 33, 167 p.
- VERESS M., FUTÓ J. & ILON G. 1993: A tapolcafői Forrás-tó feletti forráscsoport kürtőinek előzetes vizsgálata. – *Folia Musei Historico-Naturalis Bakonyiensis* 12, 15–22.

## A magyarországi pliocén és pleisztocén hörcsögök rétegtana

*Pliocene and Pleistocene stratigraphy based on Hungarian cricetids*

Hír János<sup>1</sup>

(16 ábra)

Tárgyszavak: rétegtan, rendszertan, rágcsálók  
Keywords: stratigraphy, systematics, Rodents

### Abstract

The aim of the author is to give a short summary of the new interpretation of the systematics and stratigraphy of the Latest Neogene – Pleistocene hamsters in Hungary, on the basis of detailed biometrical and morphological investigations. The cricetids with prismatic teeth are excluded. The detailed description of the methodology and the verifications are found in the papers cited by the author.

The most important results of this activity are as follows: – the description of two new *Cricetinus* species (*C. beremendensis*, *C. janossyi*), – the distinction between the small hamsters *Allocricetus ehiki*, *Allocricetus bursae*, *Cricetulus migratorius*, – and an experiment to verify of the four independent evolutionary lines of the Pleistocene *Cricetus*. New additional data were given for Pliocene–Pleistocene Vertebrate stratigraphy (Fig. 16) on the basis of the cricetid evolution.

### Összefoglalás

A szerző megkísérelte újraértelmezni a magyarországi késő-neogén és pleisztocén hörcsögök rendszertanát és rétegtanát. Ehhez az alapot a hazai leletanyag biometriai és fogmorfológiai elemzésének eredményei adták. A munka legfontosabb eredményei vázlatosan a következők:

- két új *Cricetinus* faj leírása: *C. beremendensis* HIR (1994a), *C. janossyi* HIR (1996)
- három – egymáshoz első közelítésben igen hasonló – törpehörcsög-faj (*Allocricetus ehiki*, *Allocricetus bursae*, *Cricetulus migratorius*) lehetőség szerinti legalaposabb elkülönítése
- végeredményként pedig a pocokfélék evolúciójára épülő ősgérces rétegtani rendszer kiegészítése a hörcsögök adataival (16. ábra).

A magas koronájú, prizmatikus fogú nemzetségeket nem vontuk be elemzéseinkbe.

A vizsgálatokat az 1997-ben lezárult T 014417 sz. OTKA-téma keretében végeztük.

### Bevezetés

A hörcsögöknek általában kiemelt jelentősége van a neogén szárazulati képződmények rétegtanában, de a pliocén és pleisztocén időszakokban elhódították előlük az elsőséget a pocokfélék. Eme objektív adottság mellett sajátos tudománytörténeti okai is vannak, hogy a pliocén és pleisztocén hörcsögök fogmorfológiáját egyveretűnek tekintették (KRETZOI 1941) és a finom alaktani különbségek tanulmányozására sokáig nem fordítottak kellő figyelmet.

A szerző biometriai és statisztikus fogmorfológiai módszerekkel közel egy évtizeden át tanulmányozta a magyarországi leletanyagot. Az alábbiakban ezen munka rövid összefoglalását kívánjuk nyújtani.

<sup>1</sup> Nógrád Megyei Múzeum, Pásztói Múzeum, 3060 Pásztó, Pf. 15., [hir99@freemail.hu](mailto:hir99@freemail.hu)

### A *Cricetinus* fajok

A magyarországi pliocénből három *Cricetinus* fajt írtak le.

*Cricetinus europaeus* KRETZOI (1959) kisközepes méretű (7. ábra),

*Cricetinus beremendensis* HIR (1994 a) kisközepes méretű (6. ábra),

*Cricetinus janossyi* HIR (1996) nagy méretű (8. ábra)

Fogazatuk legfontosabb morfológiai jellemzői közé tartozik:

- az alsó m1 zápfog rágófelszínén az anteroconid osztatlan, orális felszíne sima és konkáv,
- az alsó m1–m2 zápfogak rágófelszínén a mesolophid rövid, vagy hiányzik,
- a felső M1–M2 zápfogakon a mesolophe ugyancsak gyengén fejlett, vagy hiányzik.

Magyarország területén a *Cricetinus* fajok voltak a hörcsögök kizárólagos képviselői a késő-miocénre igen jellemző és fajgazdag *Kowalskia* nemzetség (5. ábra) kihalása és az *Allocricetus* nemzetség felbukkanása között. A magyarországi, ukrainai TOPACHEVSKIY & SKORIK (1992), szibériai VANGENGEJM, ERBAJEVA & SOTNIKOVA (1990) és kínai SHAOHUA (1984) *Cricetinus* anyagok közvetlen összehasonlítása a jövő feladata lehet.

### Az *Allocricetus* fajok

*Allocricetus bursae* SCHAUB (1930) kis méretű (10. ábra)

*Allocricetus ehiki* SCHAUB (1930) kisközepes méretű (11. ábra)

A pliocén és pleisztocén faunák meglehetősen állandó és gyakori elemei. A nagyobb *A. ehiki* faj a Villány 3. faunától a Tarkői-kőfülke 8. rétegéig fordul elő (HIR 1989a, 1993a, 1995a). A kisebb *A. bursae* az ún. *Allophaiomys*-faunákban jelenik meg először (pl. Betfia IX, Osztramos 8. – JÁNOSSY 1979, 1986) és az utolsó interglaciálisban tűnik el. Utolsó előfordulása a Lambrecht Kálmán-barlang faunájában található (JÁNOSSY 1964, 1986).

A korábbi hazai irodalomban (JÁNOSSY 1979, 1986) a két faj következetes szétválasztása nem történt meg. Megkülönböztetésük hagyományosan biometria úton a legegyszerűbb (1, 2. ábrák). Erre a külföldi irodalomban bőségesen találunk példát (FAHLBUSCH 1969, PRADEL 1988). A gazdag magyarországi leletanyag lehetővé tette, hogy a két faj fogazatának statisztikus morfológiai összehasonlítását is elvégezzük (HIR 1989a, 1995a). Ennek eredménye, hogy az *A. ehiki* fogazatában bizonyos járulékos morfológiai elemek gyakoribbak (pl. a mesolophe a felső M1–M2 zápfogakon, vagy az antero-linguális cingulum és a mesolophid az alsó m2–m3 zápfogakon).

Az *Allocricetus* nemzetség evolúciójában bizonyos regionális különbségek is mutatkoznak. Pl. a keleti mediterrán térség alsó-pleisztocénjéből újabban közepes méretű fogakat írtak le (melyek méretei a fent említett két faj közé esnek): *A. croaticus* PAUNOVIC et RABEDER (1996), *Allocricetus* sp. (KOLLIADIMOU 1994, szóbeli információ). Franciaországban CHALINE (1972, 1975) kronológiailag is használható alfajokat írt le: a középső-pleisztocénre jellemző *A. bursae duranciensis* és a felső-pleisztocén *A. bursae correzensis*. Utóbbi nagyobb méretű az előbbinél. A



1. ábra. Néhány *Allocrietus* és *Cricetulus* populáció felső M1 zápfogának átlagos hosszúsága és átlagos szélessége szórásdiagramon.

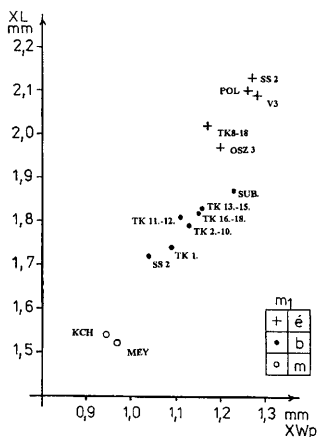
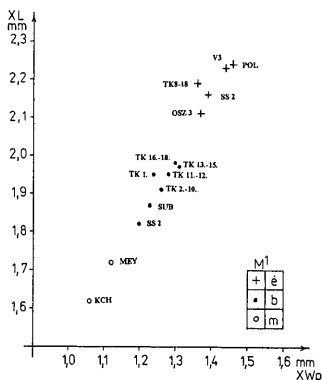
Fig. 1 Scatter diagram on the mean length and the mean width values of the upper M1 molars of some *Allocrietus* and *Cricetulus* populations.

Jelmagyarázat - abbreviations: é = *Allocrietus ehiki*, b = *Allocrietus bursae*, m = *Cricetulus migratorius*, POL = különböző lengyelországi lelőhelyek PRADEL (1988) nyomán - different localities from Poland, after PRADEL (1988), V3 = Villány 3 (HIR 1993a), OSZ 3 = Osztramos 3 (HIR 1993b), TK = Tarkő, (HIR 1995a), SS2 = Somssich-hegy 2 (HIR 1998), SUB = Subpiatra (HIR & VENCZEL 1991), MEY = Meydan, recens törökországi anyag (HIR 1993b) - Meydan, recent material from Turkey (HIR 1993b), KCH = Krak de Chevaliers, recens szíriai anyag (PRADEL 1981 nyomán) - Krak de Chevaliers, recent material from Syria (after PRADEL 1981)

magyarországi anyagban ilyen markáns méretbeli különbséget az *A. bursae* populációk között nem lehetett kimutatni, ugyanakkor egy átlagos és generális időarányos méretbeli csökkenés tapasztalható. Ezt az általános trendet megtöri a Somssich-hegy 2. lelőhely populációja, amely szokatlannul kis méretű, de a *C. migratorius*nál mégis szignifikánsan nagyobb (1. 2. ábrák), (HIR 1998).

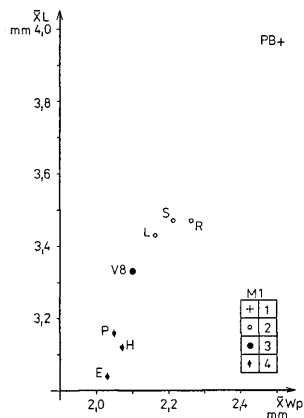
### *Cricetulus migratorius* (PALLAS, 1773) (9. ábra)

Az *Allocrietus* és a *Cricetulus* törpehörcsög-nemzetségek rendszertani viszonyát az irodalomban vitatják. KURTEN (1968) pl. az *Allocrietus* nemzetségnevet a *Cricetulus* szinonimájának tekinti. Lényegében ugyanezen álláspontot képviseli MAYHEW (1978) is, amikor megkérdőjelezi az *Allocrietus* genus validitását. Tény, hogy mind a méretek, mind pedig a morfológia tekintetében sok a hasonlóság.



2. ábra. Néhány *Allocrietus* és *Cricetulus* populáció m1 zápfogának átlagos hosszúsága és átlagos szélessége szórásdiagramon. A jelmagyarázat azonos az 1. ábrával.

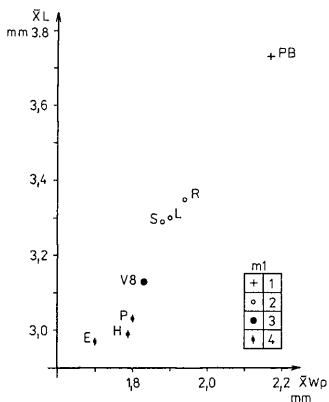
Fig. 2 Scatter diagram on the mean length and mean width of the lower m1 molars of some *Allocrietus* and *Cricetulus* populations. The abbreviations refer to Fig. 1



3. ábra. Néhány európai fosszilis és recens *Cricetus* populáció felső M1 zápfogának átlagos hosszúsága és (átlagos) szélessége szórásdiagramon.

Fig. 3 Scatter diagram on the mean length and (the mean) width of the upper M1 molars of some European fossil and recent *Cricetus* population.

Jelmagyarázat – Abbreviations: 1. *Cricetus major*, 2. *Cricetus runtonensis*, 3. *Cricetus praeglacialis*, 4. *Cricetus cricetus*, PB = Petersbuch (FAHLBUSCH 1976), S = Somssich-hegy 2 (HIR 1998), R = különböző lengyelországi lelőhelyek (PRADEL 1988) – different localities from Poland, after PRADEL (1988), L = Solymár (HIR 1997a, V8 = Villány 8 (HIR 1997b), P = recens lengyelországi hörcsög (PRADEL 1985) – recent hamster from Poland, after PRADEL (1985), H = recens magyarországi hörcsög (HIR 1997b) – recent hamster from Hungary (HIR 1997b), E = recens németországi hörcsög (FAHLBUSCH 1976) – recent hamster from Germany, after FAHLBUSCH (1976)



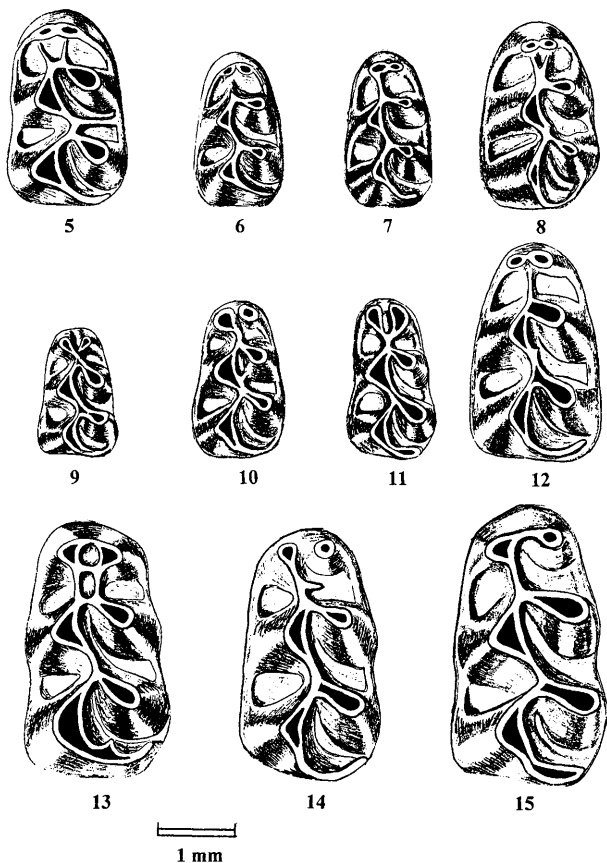
4. ábra. Néhány európai fosszilis és recens *Cricetus* populáció alsó m1 zápfogának átlagos hosszúsága és átlagos szélessége szórásdiagramon. A jelmagyarázat azonos a 3. ábrával

Fig. 4 Scatter diagram on the mean length and mean width of the lower m1 molars of some European fossil and recent *Cricetus* populations. The abbreviations refer to Fig. 3

HIR (1993b) vizsgálatai alapján arra a következtetésre jutott, hogy statisztikus mennyiségű leletanyagok esetében különbségek tehetők a jelenkori kisázsiai, szíriai *Cricetulus* anyagok és a magyarországi pleisztocén *Allocricetus* populációk között mind metrikus (1, 2. ábrák), mind pedig morfológiai alapon. Utóbbiak átlagos méretei mindig nagyobbak, előbbieket fogmorfológiája szélsőségesen leegyszerűsödött, a járulékos morfológiai elemek rendkívül ritkák. Ezen az alapon a *C. migratorius* jelenléte Magyarországon csak néhány késő-pleisztocén és kora-holocén faunában igazolható: Tokod (GASPARIK 1993), Remete-hegy (JÁNOSY 1986), Vaskapu-barlang (VÁLÓCZI 1999).

### A *Cricetus* fajok

A különböző *Cricetus* alakokat a szakirodalom SCHAUB (1930) óta általában alfajokként értelmezte (pl. *C. c. nanus*, *C. c. praeglacialis*, *C. c. major*) és jobbra metrikus alapon definiálta őket. A módszer ma is helytálló (3, 4.



5–15. ábrák. Néhány neogén és negyedidőszaki hörcsögfaj alsó m1 zápfogának jellegzetes rágófelszíni képe

Figs. 5–15 The typical occlusal surfaces of the lower m1 molars of some Neogene and Quaternary hamsters

Jelmagyarázat – Abbreviations: 5. *Kowalskia fahlbuschi*, Egyházasdengeleg, 6. *Cricetinus beremendensis*, Beremend 15, 7. *Cricetinus europaeus*, Csarnóta 2, 8. *Cricetinus janossyi*, Osztramos 7, 9. *Cricetulus migratorius*, recent, Turkey, 10. *Allocrietus bursae*, Hajnóczy Cave, Hungary, 11. *Allocrietus ehiki*, Hajnóczy Cave, Hungary, 12. *Cricetus nanus*, Osztramos 7, 13. *Cricetus praeglacialis*, Villány 8, 14. *Cricetus runtonensis*, Somssich-hegy 2, 15. *Cricetus major*, Tarkó 7th layer

ábrák). A szerző a hazai pleisztocén nagytömegű leletegyütteseinek tanulmányozása alapján az említett taxonokat önálló fajoknak tekinti és a *Cricetus* genuson belül négy különálló fejlődési vonal létét látja igazolhatónak a magyarországi pleisztocénben (16. ábra).

*Cricetus nanus* (12. ábra)

A faj legkorábban az *Allophaiomys deucalion*-nal jellemzett késő-pliocén faunában bukkan fel, pl. Kolinany 3 (FEJFAR & HORACEK 1983). Az igazi virágzás az *Allophaiomys pliocaenicus*-t tartalmazó kora-pleisztocén (bihari) faunában tapasztalható, ahol a *C. nanus* domináns hörcsögfaj: Betfia II. SCHAUB (1930), Betfia IX (HIR et VENCZEL 1997), Deutsch-Altenburg (RINNHOFFER 1997). A faj visszahúzódása a Somssich-hegy 2. lelőhely szelvényében tapasztalható, melynek pocokfaunájában az *Allophaiomys* már ritka morfortípus, helyette a fejlettebb *Microtus* fajok dominálnak (JÁNOSSY 1986). Itt található a *C. nanus* utolsó előfordulása is a 13. rétegben (HIR 1998). A leszármazottak nélkül kihalt faj jelenléte során lényeges morfológiai és metrikus változást nem mutatott (HIR 1994b).

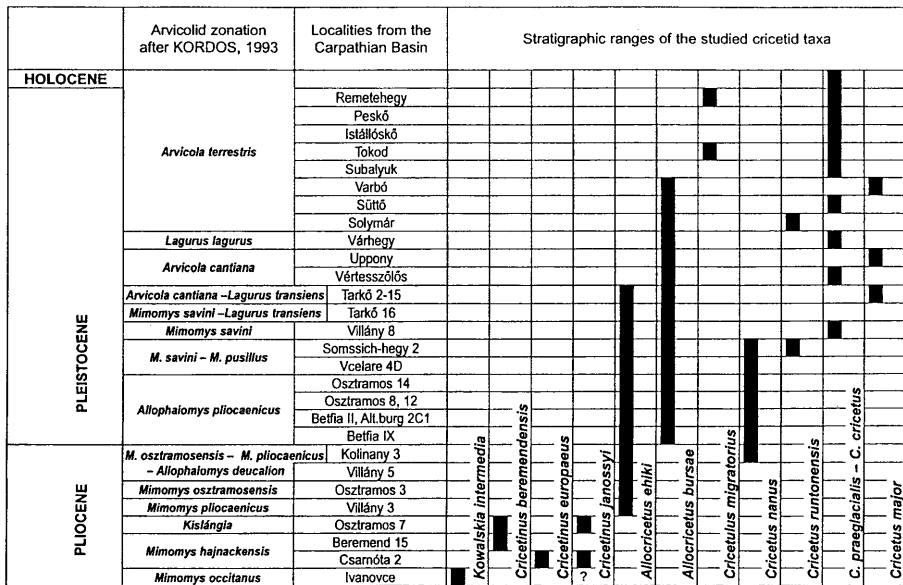
*Cricetus praeglacialis* – *Cricetus cricetus* fejlődési vonal (13. ábra)

A ma is élő *C. cricetus* legvalószínűbb őse a kora-pleisztocén *C. praeglacialis*, melynek leggazdagabb populációját a Villány 8. lelőhelyről ismerjük. Átlagos méretei kissé nagyobbak a recens fajénál, fogmorfológiája pedig némileg komplikáltabb (HIR 1997b). Ehhez a fejlődési vonalhoz sorolom a Tarkó 1. réteg és Vértesszőlős hörcsögleleteit, valamint a budai Vár-hegy és Süttő késő-pleisztocén korú anyagát. A *C. cricetus* jelenléte a kora-würmtől (Sübalyuk) kezdve megszakítatlan a Kárpát-medencében (JÁNOSSY 1979, 1986, HIR 1997b).

*A Cricetus runtonensis* fejlődési vonal (14. ábra)

A faj átlagos méretei lényegesen nagyobbak a *C. praeglacialis* átlagos méreteinél, de a *C. major*-hoz képest kisebbek. A magyarországi pleisztocénben a faj (statistikus lelettömeggel) a Somssich-hegy 2. lelőhely szelvényéből ismert, valamint a solymári Ördög-lyukból. A két fauna kora között jelentős – valószínűleg több százezer éves – időkülönbség van. Ezért, valamint főleg morfológiai különbségek alapján a solymári alakot külön alfajként (*C. runtonensis solymarensis*) lehetett leírni (HIR 1997a). Metrikus szempontból mindkét magyarországi populáció igen közel áll a Lengyelország kora-pleisztocénjéből leírt *C. runtonensis* anyagokhoz (PRADEL 1988). Említést érdemel, hogy a solymári alfajjal rendszertanilag azonos és korban közel megegyező hörcsögöt ismerünk a bükki Pongor-lyuk (HIR 1989b), valamint a Lök-völgyi-barlang 8. rétegének faunájából (HIR 1995b).

A somssich-hegyi és a solymári populáció között némi átlagos méretbeli különbség mutatkozik az utóbbi javára (3, 4. ábrák). Alaktani szempontból a *C. runtonensis solymarensis* fogzatában gyakoribbak a komplikált morfortípusok (különösen az alsó m2 és m3 fogak esetében). Ezek a változások pontosan



16. ábra. A tanulmányozott hörcsögfajok rétegtani előfordulása

Fig. 16 Stratigraphic range of the studied cricetid taxa

ellentétet tendenciájúak, mint a *C. praeglacialis* – *C. cricetus* fejlődési vonalnál tapasztalt módosulások, mivel ott az idővel méretbeni csökkenés és morfológiai egyszerűsödés igazolható (HIR 1997b).

#### *A Cricetus major fejlődési vonal (15. ábra)*

Az óriáshörcsög a magyarországi pleisztocénben ritka. Előfordulása egyes kora-würm faunákból (Varbó, Por-lyuk) (JÁNOSSY 1964), valamint az Upponyi 1. kőfülkéből ismert (JÁNOSSY 1986). A közelmúltban igazolódott jelenléte a Tarkói-kőfülke alsó rétegeinek anyagában, melyet eredetileg JÁNOSSY (1976, 1979, 1986) „*C. runtonensis*”-ként írt le. A leletek méretei azonban teljesen megfelelnek a *C. major*-nak, ha a faj legjobban feldolgozott és a specialisták által legtöbbet idézett petersbuchi populációját vesszük alapul (FAHLBUSCH 1976).

A *C. major* a közelmúltban az erdélyi Subpiatra faunájában is felbukkant, melynek pocokfaunája igen közel áll a tarkói alsó rétegekhez (*Mimomys savini* is tartalmaz) (HIR & VENCZEL 1991).

PRADEL (1985) szerint a pleisztocén óriáshörcsög és a jelenkori hörcsög között közvetlen evolúciós kapcsolat van. A magyarországi anyag értékelése alapján ez a kijelentés megkérdőjelezhető. Sokkal valószínűbb, hogy a *C. major* is egy önálló fejlődési vonalba tartozott, melynek eredete bizonytalan.

Végül megjegyzést érdemel, hogy a fent vázolt három fejlődési vonal képviselői a kora- és a középső-pleisztocén faunákban kölcsönösen kizárják egymást (16. ábra). A jelenség oka még ismeretlen.

### Irodalom – References

- CHALINE, J. 1972: Les rongeurs du Pleistocene Moyen et Supérieur de France. – *Cahiers de paléont*, Thesis, 410 p. Paris.
- CHALINE, J. 1975: Les Rongeurs L' âge et la Chronologie climatique du remplissage de l' Aven de la Fage (Corréze). – *Nouv. Arch. Mus. Hist.-nat. Lyon* 13, 113–117.
- FAHLBUSCH, V. 1969: Pliozäne und Pleistozäne Cricetinae (Rodentia, Mammalia) aus Polen. – *Acta Zoologica Cracoviensis* 14/5, 99–137.
- FAHLBUSCH, V. 1976: *Cricetus cricetus major* WOLDRICH (Mammalia, Rodentia) aus der mittelpleistozänen Spaltenfüllung Petersbuch 1. – *Mitt. Bayer. Staatsamml. Paleont. hist. Geol.* 16, 71–81.
- FEJFAR, O. & HORACEK, I. 1983: Zur Entwicklung der Kleinsäugerfaunen im Villányium und Alt-Biharium auf dem Gebiet der CSSR – In: HEINRICH (ed.): *Wirbeltier-Evolution und Faunenwandel im Känozoikum* Akademie Verlag, Berlin, 11–207.
- GASPARIK, M. 1993: Late Pleistocene gastropod and vertebrate fauna from Tokod (NE Transdanubia, Hungary). – *Fragmenta Min. et Pal.* 16, 89–116.
- HIR J. 1989a: A Tarkói-kőfülke *Allocricetus* anyagának újrazvizsgálata. – *Folia Hist.-nat. Mus. Matraensis* 14, 43–73.
- HIR, J. 1989b: Oldenburg-type Vertebrate Fauna from the Pongor Cave (North Hungary, Bükk Mountains). – *Proceedings of the 10th International Congr. of Speleology*, 2: 521–525. Budapest.
- HIR, J. 1993a: *Allocricetus* ehiki SCHAUB, 1930 (Rodentia, Mammalia) finds from Villány 3 and Esztramos 3 (Hungary). – *Fragmenta Min. et Pal.* 16, 61–80.
- HIR, J. 1993b: *Cricetulus migratorius* (PALLAS, 1773) (Rodentia, Mammalia) population from the Toros Mountains (Turkey) (With a special reference to the relation of *Cricetulus* and *Allocricetus* genera). – *Folia Hist.-nat. Mus. Matraensis* 18, 17–34.

- HIR, J. 1994a: *Cricetus beremendensis* sp. n. (Rodentia, Mammalia) from the Pliocene fauna of Beremend 15. (S. Hungary). – *Fragmenta Min. et Pal.* 17, 71–89.
- HIR, J. 1994b: *Cricetus cricetus nanus* SCHAUB, 1930 (Mammalia, Rodentia) finds from the Carpathian Basin. – *Annales Hist.-nat. Mus. Nat. Hung.* 86, 13–27.
- HIR, J. 1995a: Revised investigation of the *Allocricetus* material (Rodentia, Mammalia) from the Tarkó Rock Shelter (N. Hungary). – *Annales Geol. des pays Helleniques* 36, 57–606.
- HIR, J. 1995b: The results of the paleontological excavation in the Lök-völgyi Cave (North Hungary, Bükk Mountains). – *Folia Hist.-nat. Mus. Matraensis* 20, 31–48.
- HIR, J. 1996: *Cricetus janossyi* sp. n. (Rodentia, Mammalia) from the Pliocene fauna of Osztramos 7. (N. Hungary). – *Fragmenta Min. et Pal.* 18, 79–90.
- HIR, J. 1997a: *Cricetus runtonensis solymarensis* ssp. n. (Mammalia, Rodentia) from the Late Middle Pleistocene fauna of Solymár. – *Annales Hist.-nat. Mus. Natn. Hung.* 89, 23–42.
- HIR, J. 1997b: A comparative study on the dental morphology of the Early Pleistocene *Cricetus praeglacialis* SCHAUB, 1930 and the recent Hungarian *Cricetus cricetus*. – *Folia Hist.-nat. Mus. Matraensis* 22, 51–79.
- HIR, J. 1997c: A short sketch of the evolution and stratigraphy of the Plio-Pleistocene cricetids (Rodentia, Mammalia) in Hungary. – *Folia Hist.-nat. Mus. Matraensis* 22, 43–49.
- HIR, J. 1998: The cricetid material (Rodentia, Mammalia) of the Early Pleistocene vertebrate fauna of Somssich-hegy 2. – *Annales Hist.-nat. Mus. Natn. Hung.* 90, 57–89.
- HIR, J. & VENCZEL, M. 1991: Murids and Cricetids (Rodentia, Mammalia) from the Lower Pleistocene vertebrate fauna of Subpiatra, W-Romania. – *Folia Naturae Bihariae (Nymphaea)* 21, 89–106.
- HIR, J. & VENCZEL, M. 1997: New excavation at the locality Betfia IX (Romania, Bihor County). – *Folia Naturae Bihariae (Nymphaea)* 23–25, 93–116.
- JÁNOSSY, D. 1964: Letztinterglaziale Vertebratenfauna aus der Kalman Lambrecht Höhle (Bükk-Gebirge, Nordost-Ungarn). Teil 1–2. – *Acta Zoologica Hungarica* 9, 139–197, 10, 293–331.
- JÁNOSSY, D. 1976: Die Felsnische Tarkó und die Vertebratenfauna ihrer ausfüllung. – *Karszt és Barlangkutató* 8, 3–106.
- JÁNOSSY D. 1979: A magyarországi pleisztocén tagolása gerinces faunák alapján. – Akadémiai Kiadó, Budapest, 207 p.
- JÁNOSSY, D. 1986: *Pleistocene Vertebrate Faunas of Hungary*. – Elsevier, Amsterdam-Budapest, 208 p.
- KORDOS, L. 1993: Revised Biostratigraphy of the Early Man Site at Vértesszőlös, Hungary. – *Courier Forssch.-Inst Senckenberg* 30, 1–12.
- KRETZOI, M. 1941: Die unterpleistozäne Säugetierfauna von Betfia bei Nagyvárad. – *Földtani Közlöny* 71, 308–355.
- KRETZOI, M. 1959: Insectivoren, Nagetiere und Lagomorphen der jüngstpliozänen Fauna von Csarnóti im Villányi Gebirge (Südungarn). – *Vertebrata Hungarica* 1/2, 237–246.
- KURTEN, B. 1968: *Pleistocene mammals of Europe*. – Weidenfeld and Nicolson, London, 317 p.
- MAYHEW, D. 1978: Late Pleistocene small mammals from Arnissa (Macedonia, Greece). – *Proceedings Koninkl. Nederl. Akad. van Wet., Ser. B.* 81, 302–323.
- PAUNOVIC, M. & RABEDER, G. 1996: Die altpleistozänen Kleinsäugerfaunen Razvodje und Tatinja draga in Süd-Kroatien. – *Beiträge zur Paläontologie* 21, 69–84.
- PRADEL, A. 1981: Biometrical remarks on the hamster *Cricetulus migratorius* (PALLAS 1773) (Rodentia, Mammalia) from Krak de Chevaliers (Syria). – *Acta Zoologica Cracoviensis* 25/11, 271–292.
- PRADEL, A. 1985: Morphology of the hamster *Cricetus cricetus* (Linnaeus, 1758) from Poland with some remarks of this species. – *Acta Zoologica Cracoviensis* 29/3, 29–52.
- PRADEL, A. 1988: Fossil hamsters (Cricetidae, Rodentia) from the Pliocene and Quaternary of Poland. – *Acta Zoologica Cracoviensis* 31/6, 235–296.
- RINNHOFFER, E. 1997: *Cricetus nanus* (Cricetidae, Mammalia) aus dem Altpleistozän von Bad Deutsch-Altenburg, Niederösterreich. – Diplomarbeit, Universität Wien, 117 p.
- SCHAUB, S. 1930: Quartäre und jungtertiäre Hamster. – *Abh. Schweiz. Pal. Gesellschaft* 49, 1–49.
- SHAOHUA, Z. 1984: Revised determination of the fossil cricetidae (Rodentia, Mammalia) of Choukoutien district. – *Vertebrata Palasiatica* 22/3, 179–194.
- TOPATSEVSKIY, V. & SKORIKA, A. 1992: Neogenovye i pleistocenovye nizshie homyakoobraznye yuga vostochnoy evropi. – Akademiia Nauk Ukraini Inst. Zool. Kiev, 177–184.

- VANGENGEJ M. ERBAJEVA M. & SOTNIKOVA M. 1990: Pleistocene Mammals from Zasuhino, Western Transbaikalia. – *Quartärpaläontologie* 8, 257–264.
- VÁLÓCZI T. 1999: A Vaskapu-barlang (Bükk hegység) felső-pleisztocén faunájának vizsgálata. – *Folia Hist.-nat. Mus. Matraensis* 23, 79–96.



# A héj morfo-hőmérő módszer és alkalmazásai a paleoökológiában

## *The shell morpho-thermometer method and its uses in palaeoecology*

SÓLYMOS Péter<sup>1</sup> – SÜMEGI Pál<sup>2</sup> – DOMOKOS Tamás<sup>3</sup>

(3 ábra, 4 táblázat)

Tárgyszavak: paleoklimatológia, Gastropoda, Mollusca, morfometria, aktuopaleontológia  
Key words: palaeoclimatology, Gastropoda, Mollusca, morphometry, actuopaleontology

### Abstract

Palaeotemperature can be calculated using the equation of the regression line of the present time climatic data and morphometric properties of recent *Granaria frumentum* (DRAPARNAUD 1801) populations; this is the so called shell morpho-thermometer method. For testing the shell morpho-thermometer we used the malaco-thermometer method. This is based on recent area of some gastropod species. We investigated *G. frumentum* containing layers of loess at Katymár and Császártöltés in order to compare the estimated values of morpho- and malaco-thermometer methods. The differences between the values estimated by the two methods are under 2.0 °C. This range is acceptable in comparison with other estimation methods.

### Összefoglalás

A héjak paramétereinek vizsgálatán alapuló héj morfo-hőmérő alapja a *Granaria frumentum* (DRAPARNAUD 1801) morfometriai jellemzői és bizonyos klimatikus tényezők (hőmérséklet, páratartalom) közötti kapcsolat. A héj morfo-hőmérő teszteléséhez a malako-hőmérő módszert alkalmaztuk. Ez a módszer a csigafajok recens elterjedési adatain alapul. A két módszer által kapott őshőmérsékleti adatok összevetésére Katymár és Császártöltés lösz szelvényeinek *G. frumentum*ot tartalmazó sztratigráfiai horizontjait használtuk fel. Az eltérések egyik esetben sem haladták meg a 2 °C-t, ami a különböző egyéb őshőmérséklet meghatározási módszerek eltéréseit figyelembe véve elfogadhatónak tekinthető.

### Bevezetés

A szárazföldi csigák (Mollusca, Gastropoda) más élőlénycsoportokkal szemben számos előnyös tulajdonsággal rendelkeznek. Jól fosszilizálódó héjuk faji szintű határozást tesz lehetővé (KROLOPP 1983). A héjakat felépítésükből és méretükből következően a szállítódási és áthalmazódási folyamatok rendkívül érzékenyen érintik, ezért minden esetben a helyben, autochton (in situ) módon felhalmozódott héjakat kell megvizsgálnunk a negyedidőszaki szárazföldi rétegekben (EVANS 1972). A Kárpát-medence belső területein található negyedidőszaki Mollusca-faunának döntő része, mintegy 80%-a ma is él (FÜKÖH et al. 1995). Ezért

<sup>1</sup> Debreceni Egyetem, Evolúciós Állattani és Humánbiológiai Tanszék, H-4032 Debrecen, Egyetem tér 1., E-mail: solymos@tigris.klte.hu

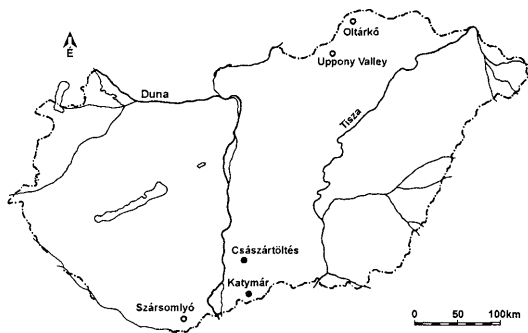
<sup>2</sup> Szegedi Tudományegyetem, Földtani és Őslénytani Tanszék, H-6722 Szeged, Egyetem u. 2., E-mail: sumegi@geo.u-szeged.hu

<sup>3</sup> Békés Megyei Múzeumok Igazgatósága, H-5601 Békéscsaba, Pf. 46.

az aktualizmus elvének felhasználásával a recens környezeti, klimatológiai, biogeográfiai megfigyelések és vizsgálatok jól hasznosíthatók a kvartermalakológiai kutatások során.

### Vizsgált terület

Az itt bemutatandó héj morfo-hőmérő és malako-hőmérő (SÜMEGI 1989, 1996, HERTELENDI et al. 1992) módszerek összevetésére Katymár és Császártöltés (1. ábra) lösz szelvényeinek *Granaria frumentum*ot tartalmazó sztratigráfiai horizontjait használtuk fel. A császártöltési szelvényből (5,75–6,25 m, kor:  $31\,300 \pm 330$  BP év, deb-1484) származó anyag a Mende Felső Talajkomplexumhoz tartozik és a *Granaria frumentum* – *Vallonia enniensis* zonula locus typicus-a



1. ábra. A pleisztocén lösz szelvények (teli körök) és a recens mintavételi helyek (üres körök) elhelyezkedése

Fig. 1 Location of Pleistocene loess profiles (filled circles) and recent sampling areas (empty circles)

(KROLOPP & SÜMEGI 1995). A Katymár I. szint (9,00–9,25 m, kor:  $29\,828 \pm 554$  BP év, deb-3058) szintén a „Mende Felső Talajkomplexumhoz” tartozik. A Katymár II. szint (6,00–6,25 m) kora  $23\,749 \pm 360$  BP év (deb-3064). A sztratigráfiai szintek korának megállapítása radiokarbon módszer segítségével történt (HERTELENDI et al. 1989).

A vizsgált recens anyag a Kereszteskőről (Upponyi-szoros) (FÜKÖH 1980, DOMOKOS & FÜKÖH 1984), a Szársomlyó-hegy D-i oldaláról (Villányi-hegység) (SÓLYMOS 1996, SÓLYMOS & NAGY 1997) és az Oltárkőről (Aggteleki-karszt: Nagyoldal) származik. A mintavételi helyek mindegyik esetben D-i kitettségű sztyepp-rét, sziklagyp, illetve sziklagypmozaikos karsztbokorerdő társulások.

### Anyag és módszer

A héjak paramétereinek vizsgálatán alapuló héj morfo-hőmérő alapja a *Granaria frumentum* morfometriai jellemzői és bizonyos klimatikus tényezők (hőmérséklet, páratartalom) közötti kapcsolat. DOMOKOS & FÜKÖH (1984) szerint a magasabb mikroklimatikus középhőmérséklet hatására nő a nagyobb méretű csigaházak előfordulásának gyakorisága a vizsgált hőmérséklettartományban (19,7–22,8 °C). A héj morfo-hőmérőt DOMOKOS (1985) alkalmazta a Horváti-lik holocén üledékeinek lokális környezeti rekonstrukciójához. Jelen munkában a módszer alkalmazási lehetőségeit mutatjuk be nagyobb térbeli (regionális) léptékben. Ennek alapja a *G. frumentum* morfometriája és a makroklimatikus tényezők közötti kapcsolat (SÓLYMOS & DOMOKOS 1999).

A *Granaria frumentum* füves, sziklás helyeken élő melegkedvelő-szárazságtűrő csigafaj. Elterjedése Észak-alpi-közép-európai, recens areájának déli határa Bulgáriában található. (AGÓCSY 1965, KERNEY et al. 1983, SOÓS 1943).

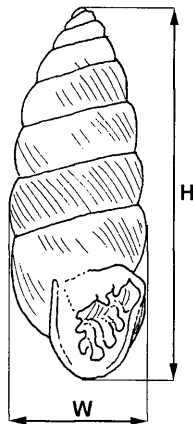
A házak magasságát (H) és szélességét (W) 0,1 mm-es pontossággal mértük. A mérést tarkóduzzanattal és megvastagodott, peremszerűen kitüremkedett szájadékszegéllyel rendelkező ép házakon végeztük (2. ábra). Meghatároztuk az egyedek nyúltságát (H/W), majd a mintavételi populációk H, W és H/W értékeiből mérésterjedelmet, számtani közepet, móduszt, mediant, minimumot, maximumot és szórást számítottunk.

Az őshőmérsékletet a recens *G. frumentum* populációk és recens klímaadatok felhasználásával illesztett regressziós egyenes egyenletéből számolhatjuk ( $R=0,6848$ ,  $R_2=0,4691$ ,  $F(1,16)=14,137$ ,  $p<0,0017$ , Standard hiba: 0,3932, 1. 3. ábra):

$$PT_1 = \frac{AM - 2,1747}{0,2824}$$

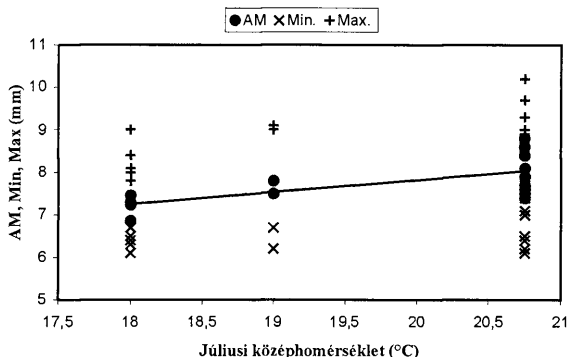
ahol  $PT_1$  a héj morfo-hőmérő módszer segítségével becsült hőmérséklet, AM a vizsgált (fosszilis) populáció héjmagasság értékeinek számtani átlaga. A regresszió során MAROSI & SOMOGYI (1990), valamint PÉCSI (1989) klímaadatait használtuk fel (3. ábra).

A héj morfo-hőmérő teszteléséhez a malako-hőmérő módszert (SÜMEGI 1989, 1996, HERTÉLENDI et al. 1992) alkalmaztuk. Ez a módszer a csigafajok recens elterjedési adatain alapul. Az egyes csigafajokra vonatkozó minimum és maximum hőmérsékleti értékeket, illetve az aktivitási tartomány értékeit a I. táblázat



2. ábra. A *Granaria frumentum* váza a mért paraméterekkel

Fig. 2 The shell of the *Granaria frumentum* with the measures parameters. H = height, W = width



3. ábra. A makroklimatikus tényezők és a recens *Granaria frumentum* populációk statisztikai paramétereinek (AM: számtani közép, Min., Max.) kapcsolata három mintavételi terület alapján: Szársomlyó (20,8 °C-os júliusi középhőmérséklet), Oltárkő (19,0 °C-os júliusi középhőmérséklet), Kereszteskő (18,0 °C-os júliusi középhőmérséklet MAROSI & SOMOGYI 1990, PÉCSI 1989 alapján) (SÓLYMOS & DOMOKOS 1999)

Fig. 3. Connection between macroclimatic factors and means of height (AM), minimum (Min) and maximum (Max) values of recent *Granaria frumentum* populations from three sampling areas: Szársomlyó (July mean temperature is 20.8 °C), Oltárkő (July mean temperature is 19.0 °C), Kereszteskő (July mean temperature is 18.0 °C) (July mean temperatures after MAROSI & SOMOGYI 1990, PÉCSI 1989) (SÓLYMOS & DOMOKOS 1999)

I. táblázat. A malako-hőmérő módszerhez felhasznált fajok optimális hőmérsékleti és aktivitási tartományértékei (SÜMEGI 1989, 1996)  
Table I Optimal temperatures and activity ranges of gastropod species used for malaco-thermometer method (SÜMEGI 1989, 1996)

Faj	Optimum (°C)	Aktivitási tartomány (°C)
<i>Pupilla muscorum</i>	16 ± 1	10–22
<i>Pupilla triplicata</i>	20 ± 2	16–24
<i>Vallonia costata</i>	17 ± 1	10–24
<i>Vallonia tenuilabris</i>	9 ± 2	4–14
<i>Granaria frumentum</i>	21.5 ± 1	17–26
<i>Clausilia dubia</i>	16 ± 1	12–20
<i>Punctum pygmaeum</i>	16 ± 1	10–22
<i>Vitrea crystallina</i>	15 ± 1	11–21
<i>Trichia hispida</i>	15 ± 1	10–20

mutatja. A hőmérséklet a fosszilis közösségek bizonyos fajainak relatív gyakoriságai alapján számolható az alábbi egyenlet szerint:

$$PT_2 = \frac{\sum_{i=1}^n A_i T_i}{\sum_{i=1}^n A_i}$$

ahol  $PT_2$  a malako-hőmérő segítségével kalkulált hőmérsékleti érték,  $A_i$  az  $i$ -edik faj relatív gyakorisága,  $T_i$  az  $i$ -edik faj optimális hőmérsékletértéke,  $n$  a becslés során felhasznált fajok száma.

A becsült őshőmérsékleti értékek természetesen a vegetációs időszakra vonatkoznak, mivel a csigafajok csak az év bizonyos szakában aktívak.

### Eredmények

A fosszilis *Granaria frumentum* populációk morфомetriai jellemzői (II. táblázat) és a csigafajok relatív gyakoriságai (III. táblázat) alapján mindkét módszer segítségével becsültük a három fosszilis szintre jellemző júliusi középhőmé-

II. táblázat. A fosszilis *Granaria frumentum* populációk morфомetriai jellemzői  
Table II Size distribution characteristics of the measured *Granaria frumentum* populations

		AM	MO	ME	SD	Min	Max	d
Katymár I. N=33 29 828 BP év	H	7,2	7,1	7,1	0,47	6,4	8,0	1,7
	W	2,6	2,5	2,6	0,11	2,5	3,1	0,6
	H/W	2,73	2,70	2,71	2,02	2,05	3,10	1,05
Katymár II. N=30 23 749 BP év	H	7,1	7,2	7,1	0,39	6,2	7,9	1,7
	W	2,7	2,7	2,7	0,12	2,5	3,1	0,6
	H/W	2,59	2,90	2,58	0,207	2,04	3,11	1,06
Császártöltés N=28 31 300 BP év	H	7,3	7,1	7,4	0,29	6,7	7,9	1,2
	W	2,7	2,7	2,7	0,08	2,5	2,8	0,3
	H/W	2,72	2,71	2,71	0,110	2,50	2,96	0,47

N: mintaelemszám, H: házmagasság, W: házszelesség, H/W: nyúltsági index, AM: számtani átlag, MO: módusz, ME: medián, SD: szórás, Min: minimum, Max: maximum, d: mérésterjedelem

N: number of cases, H: height, W: width, H/W: elongation index, AM: arithmetic mean, MO: mode, ME: median, SD: standard deviation, Min: minimum value, Max: maximum value, d: range of measuring

sékletet (IV. táblázat). A Katymár I. szint (29 828 BP év) esetén a morfo-hőmérő módszer 1,7 °C-al alulbecsülte a malako-hőmérő értékét. A Katymár II. szint (23 749 BP év) esetén a morfo-hőmérő 0,5 °C-al becsülte alá a másik módszer értékét. A császártöltési szint (31 000 BP év) vizsgálatkor viszont a morfo-hőmérő módszer segítségével 1,2 °C-al magasabb hőmérséklet adódott, mint a malako-hőmérő segítségével. A tapasztalt eltérések nem haladják meg a 2 °C-t, az átlagos eltérés 1,1 °C.

A becsült hőmérséklet értékek és a Mollusca-fauna összetétele egyaránt a maihoz hasonló klímát jelez a felső-würm *Granaria frumentum* – *Vallonia enniensis* zonula (KROLOPP & SÜMEGI 1995) korai fázisában (Katymár I. és Császártöltés, 32 000–27 000 BP év). A Katymár II. szint átmenetet mutat a megelőző hűvösebb klímafázis (*Vallonia tenuilabris* zonula, 25 000–22 000 BP év) és a rákövetkező enyhébb, humid klímafázis (*Vallonia costata* zonula, 22 000–20 000 BP év) között.

A malako-hőmérő módszer segítségével a két katymári szint között 1,6 °C-os júliusi középhőmérséklet csökkenést lehetett kimutatni, a morfo-hőmérő módszerrel ez a lehülés 0,4 °C-nak adódott. A lehülési tendencia mindkét

III. táblázat. A fosszilis szintek csigafajainak relatív gyakoriság értékei  
Table III Relative frequencies of the gastropod species found in the three fossil layers

Species	Katymár I.	Katymár II.	Császár-töltés
<i>Succinea oblonga</i> (DRAPARNAUD 1801)	–	–	16,10
<i>Cochlicopa lubrica</i> (MÜLLER 1774)	–	–	0,20
<i>Cochlicopa lubricella</i> (PORRO 1833)	–	–	0,70
<i>Vertigo pygmaea</i> (O.F. MÜLLER 1774)	–	–	11,20
<i>Pupilla triplicata</i> (STUDER 1820)	78,51	21,56	5,70
<i>Pupilla muscorum</i> (LINNAEUS 1758)	6,37	4,25	23,60
<i>Vallonia costata</i> (O.F. MÜLLER 1774)	10,57	24,56	21,70
<i>Vallonia pulchella</i> (O.F. MÜLLER 1774)	–	–	11,90
<i>Vallonia enniensis</i> (GREDLER 1856)	–	–	0,80
<i>Vallonia tenuilabris</i> (A. BRAUN 1843)	–	0,34	-
<i>Punctum pygmaeum</i> (DRAPARNAUD 1801)	0,34	26,63	0,40
<i>Granaria frumentum</i> (DRAPARNAUD 1801)	0,17	8,83	1,60
<i>Chondrula tridens</i> (O.F. MÜLLER 1774)	0,51	–	2,00
<i>Vitrea crystallina</i> (O.F. MÜLLER 1774)	–	0,46	-
<i>Helicopsis striata</i> (O.F. MÜLLER 1774)	0,85	1,44	0,80
<i>Euconulus fluvis</i> (O.F. MÜLLER 1774)	0,17	4,25	1,30
<i>Limacidae</i>	2,39	1,15	0,10
<i>Clausilia dubia</i> DRAPARNAUD 1805	0,06	0,11	-
<i>Nesovitrea hammonis</i> (STRÖM 1765)	0,06	3,21	0,40
<i>Trichia hispida</i> (LINNAEUS 1758)	–	0,11	1,40
<i>Bradybaena fruticum</i> (O.F. MÜLLER 1774)	–	3,10	0,10

módszer segítségével kimutatható volt, de annak mértéke eltér egymástól. Ez az eltérés azonban egyik esetben sem haladta meg a 2 °C-t.

### Következtetések

A *Granaria frumentum* megjelenése a Kárpát-medence negyedidőszaki rétegeiben a meleg periódusokra jellemző, ezért más fajok morfometriai analízise

IV. táblázat. A héj morfo-hőmérő (PT<sub>1</sub>) és a malako-hőmérő (PT<sub>2</sub>, SÜMEGI 1989, 1996) módszer alapján becslült júliusi középhőmérséklet értékek

Table IV Estimated July mean temperatures for the different layers with shell morpho-thermometer method (PT<sub>1</sub>) and with malaco-thermometer method (PT<sub>2</sub>) (SÜMEGI 1989, 1996)

	PT <sub>1</sub> (°C)	PT <sub>2</sub> (°C)
Katymár I.	17,7	19,4
Katymár II.	17,3	17,8
Császártöltés	18,2	17,0

is szükséges a klíma pontosabb jellemzéséhez. Az aktuálpaleontológiai vizsgálatok a héj morfo-hőmérő módszer kalibrálásához és így az abszolút hőmérsékleti adatok megadásához elengedhetetlenül fontosak. Minél pontosabb paleoklimatológiai módszerek állnak rendelkezésre, annál pontosabb lehet az öskörnyezeti tényezők becslése, és ezáltal több adat válik összehasonlíthatóvá.

A környezeti és éghajlati változások modellezéséhez elengedhetetlen a

negyedidőszaki klímaváltozások lokális és globális vizsgálata. A pontos modellezéshez elengedhetetlen több tudományterület eredményeinek egységesítése. Ehhez a numerikus módszerek alkalmazása szolgáltathatja az egyik kommunikációs kapcsolatot a paleoökológia és más tudományterületek között.

### Irodalom – References

- AGÓCSY P. 1965: Hazai csigafajaink elterjedését megszabó klímátényezők vizsgálata. – *Állattani Közlemények* 52, 21–27.
- DOMOKOS, T. 1985: A Horváti-likból (Uppony) előkerült holocén *Granaria frumentum* (DRAPARNAUD) morfológiai vizsgálata és kora. – *Malakológiai Tájékoztató* 5, 9–13.
- DOMOKOS, T. & FÜKÖH, L. 1984: A *Granaria frumentum* (DRAPARNAUD 1801) héjmorfológiája klímavizsgálatok tükrében (Gastropoda: Chondrinidae). – *Fol. Hist. Nat.-mus. Matr.* 9, 91–107.
- EVANS, J. G. 1972: Land Snails in Archaeology. – Seminar Press, London-New York. 436 p.
- FÜKÖH, L. 1980: Adatok az Upponyi-szoros csigafaunájához. – *Fol. Hist.-nat. Mus. Matr.* 6, 137–145.
- FÜKÖH, L., KROLOPP, E. & SÜMEGI, P. 1995: Quaternary Malacostratigraphy in Hungary. – *Malacological Newsletter. Suppl.* 1, Gyöngyös, 219 p.
- HERTELENDI, E., CSONGOR, É., ZÁBORSKY, L., MOLNÁR, I., GÁL, I., GYÖRFFY, M. & NAGY, S. 1989: A counter system for high precision  $C^{14}$  dating. – *Radiocarbon* 32, 399–406.
- HERTELENDI, E., SÜMEGI, P. & SZŐR, Gy. 1992: Geochronological and paleoclimatic characterization of Quaternary sediments in the Great Hungarian Plain. – *Radiocarbon* 34/3, 833–839.
- KERNEY, M. P., CAMERON, R. A. D. & JUNGBLUTH, J. H. 1983: Die Landschnecken Nord- und Mitteleuropas. – P. Parey. Hamburg–Berlin, 384 p.
- KROLOPP, E. 1983: Biostratigraphic division of Hungarian Pleistocene formations according to their mollusc fauna – *Acta Geologica Hungarica* 26, 69–82.
- KROLOPP, E. & SÜMEGI, P. 1995: Palaeoecological reconstruction of the Late Pleistocene, based on loess malacofauna in Hungary. – *Geojournal* 36, 2/3, 213–222.
- LYELL, C. 1830–33: Principles of Geology. – I–VI. Murrey Press, London.
- MAROSI, S. & SOMOGYI, S. (eds) 1990: Magyarország kistájainak katasztere. I–II. – MTA Földrajztudományi Kutató Intézet. Budapest, 1023 p.
- PÉCSI M. (ed.) 1989: Magyarország nemzeti atlasza. – Kartográfiai Vállalat. Budapest, 395 p.
- SÓLYMOS, P. 1996: Ecological and biogeographical investigation of the recent mollusc fauna of Szársomlyó (S Hungary), southern side. – *Malakológiai Tájékoztató* 15, 61–67.
- SÓLYMOS, P. & NAGY, A. 1997: The recent mollusc fauna of the Szársomlyó (S Hungary): spatial pattern and microclimate. – *Malakológiai Tájékoztató* 16, 35–42.
- SÓLYMOS, P. & DOMOKOS, T. 1999: A possible connection between macroclimate and shell morphometry of *Granaria frumentum* (DRAPARNAUD 1801) (Gastropoda, Chondrinidae). – *Malakológiai Tájékoztató* 17, 75–82.
- SOÓS, L. 1943: A Kárpát-medence Mollusca-faunája. – Akadémiai Kiadó, Budapest, 478 p.
- SÜMEGI, P. 1989: A Hajdúság felső pleisztocén fejlődéstörténete finomrétegtani (öslénytani, szedimentológiai, geokémiai) vizsgálatok alapján. – Doktori értekezés, KLTE, Debrecen, Kézirat, 75 p.
- SÜMEGI P. 1996: Az ÉK-magyarországi löszterületek összehasonlító öskörnyezeti rekonstrukciója és rétegtani értékelése. – Kandidátusi értekezés, KLTE, Debrecen, Kézirat, 120 p.





# Dendrokronológiai kutatások és eredményei Magyarországon

*The results of Dendrochronological research in Hungary*

GRYNAEUS András<sup>1</sup>

(3 ábra)

*Tárgyszavak: dendrokronológia, kormeghatározás, régészet, tölgyfák, kora-újkor, középkor, római kor*  
*Keywords: dendrochronology, dating, archaeology, oak, early modern age, middle age, roman period*

## Abstract

Dendrochronology is a special field of archaeological dating which makes it possible to determine the exact age of wooden remains. In some very favourable instances the exact year can be determined with the help of the ring-thickness-analysis. The principles of this method were first introduced by an American astronomer (A. E. DOUGLES) at the end of the nineteenth century. The method first became widespread on the American continent and later after World War II, in several European countries. Systematic dendrochronological research has been carried out in Hungary for only a few years. Its results – in some cases – go beyond dating and deal with questions concerning climate history, dendroclimatology and, in addition, they could be the starting point for answering these questions and making assumptions.

The main results of the systematic research are as follows: the middle part of Hungary (The Northern Mountains and the Great Hungarian Plain) forms one dendrochronological zone so it can be covered with one chronology. The other parts need limited, local chronologies but these cannot be compared with the already existing data of the territory (see Fig. 1).

Specialists in archaeology and ancient monuments have realised the importance of dendro-chronological dating. It is also possible to analyse remains coming from sites rich in wood. As a result, the chain of chronologies has been slowly forming (Fig. 2) and by finding the missing links it is simply a matter of time before continuous chronologies are produced. In the case of some sites, the working out of relative chronological references could help the research (Fig. 3).

The analysis of sapwood shows that the average sapwood thickness in Hungary includes  $17^{+2}_{-5}$  rings.

## Összefoglalás

A régészeti kormeghatározás sajátos területe a dendrokronológia, amely a famaradványok korának pontos – kedvező esetben évre pontos – meghatározását teszi lehetővé, az évyűrűk vastagságának vizsgálata segítségével. Az eljárás alapjait a XIX. század végén egy amerikai csillagász (A. E. DOUGLAS) ismerte fel. Először az amerikai kontinensen alkalmazták mind szélesebb körben a vizsgálati módszert, majd a második világháború után Európa sok államában is elkezdtek a kutatásokat. Magyarországon csupán néhány éves múltta tekint vissza a rendszeres dendrokronológiai kutatás, mely eredményei egyes esetekben túlmutatnak a keltezés határán és éghajlattörténeti kérdéseket vetnek fel, illetve válaszlehetőségek, feltételezések megfogalmazásának kiindulópontjai lehetnek.

A rendszeres és tervszerű kutatás legfontosabb eredményei az alábbiak. Magyarország középső területe (az Északi-középhegység területe és az Alföld) jelenleg egy dendrokronológiai zónát alkot, így egy kronológiával lefedhető, a többi területre kis kiterjedésű, helyi kronológiák készítése szükséges, melyek érdemben nem vethetők össze a térség már összeállított adatsoraival (1. ábra).

<sup>1</sup> Baár-Madas Református Gimnázium, 1021 Budapest Széher út 76/a

A régészeti és műemléki kutatások terén szerencsére jó pár kutató felismerte a dendrokronológiában rejlő lehetőségeket, illetve lehetőségünk nyílt több, fában igen gazdag, lelőhely anyagának megvizsgálására. Ennek eredményeképpen lassan kirajzolódik a kronológiák láncolata (2. ábra), és csak idő kérdése, hogy a hiányzó láncszemek előkerülésével folyamatos kronológiákká álljanak össze. Néhány lelőhely esetében sikerült relatív kronológiai támpontok adásával segíteni a kutatásokat (3. ábra).

A szíjácsvizsgálatok révén megállapíthattuk, hogy a tölgyfák szíjácsához Magyarország területén átlagosan  $17^{+2}_{-5}$  évgyűrű tartozik.

## Bevezetés

A régészeti kormeghatározás sajátos területe a dendrokronológia, amely a famaradványok korának pontos – kedvező esetben évre pontos – meghatározását teszi lehetővé, az évgyűrűk vastagságának vizsgálata segítségével. Az eljárás alapjait a 19. század végén egy amerikai csillagász, A. E. DOUGLAS ismerte fel (DOUGLAS 1929). Először az amerikai kontinensen alkalmazták mind szélesebb körben a vizsgálati módszert, majd a második világháború után Európa sok államában is elkezdték a kutatásokat (SCHWEINGRUBER 1983). Magyarországon csupán néhány éves múltra tekint vissza a rendszeres dendrokronológiai kutatás, de máris figyelemre méltó eredmények születtek. Ezek némelyike túlmutat a keltezés határán és éghajlattörténeti kérdéseket vet fel, illetve válaszlehetőségek, feltételezések megfogalmazásának kiindulópontja lehet.

A dendrokronológia a fák növekedésének azon sajátosságaira épül, mely szerint az egyes fák éves növekedését – amelyet a minden egyes évben képzett évgyűrű vastagságán érzékelhetünk – az időjárás döntően befolyásolja. Mivel ez nagy területeken azonos jellegű, az egyes fapéldányok közel azonos módon reagálnak, azaz évgyűrűvastagságaik egymásutánisága, időrendje hasonló, illetve az adott sorrendben többet nem ismétlődő, egyedi jelenség. Így ha az egyes évgyűrűk keletkezési évét meg tudjuk határozni, akkor a fa kivágási időpontja is ismertté válik számunkra, hisz azonos a kéreg alatti legkülső évgyűrű keletkezési évével.

Magyarországon viszonylag korán felfigyeltek az évgyűrűvizsgálatok fontosságára, és az első e témára vonatkozó tanulmány 1941-ben jelent meg (KULIN 1941). Ennek ellenére nem kezdtek hozzá a szisztematikus kutatáshoz, és csupán néhány részletkérdést vizsgáltak. Ezek között a legtöbb időt a napfolt-tevékenység hatásának elemzésére szenteltek (BABOS & FILÓ 1972, BABOS 1983, 1987–1988). A tervszerű kutatás megindítására az 1990-es évek elejéig kellett várni. Ekkor két kutatóhelyen kezdtek el a vizsgálatokat: egyrészt az Erdészeti Tudományos Kutatóintézetben (SZABADOS I. erdőmérnök és HORVÁTH E. hidrológus) másrészt az Eötvös Loránd Tudományegyetem Régészeti Tanszékcsoportján (GRYNAEUS A. régész). Sikerült megteremteni az együttműködést a két kutatóhely között, ami az addigi eredmények közös publikálását eredményezte (GRYNAEUS, et al. 1994). A régészeti célú kutatások az ELTE keretén belül kezdődtek el, majd a munkát GRYNAEUS A. önállóan folytatta, 2001 májusáig a Bolyai Ösztöndíj támogatásával.

### A kutatás módszere

Az évgyűrűvastagságok lemerését és elemzését egy használt „Digital positionimeter” és a CATRAS programcsomag segítségével végeztük.

Mivel az eljárás nemcsak terület, hanem fajspecifikus is, a kutatásra rendelkezésre álló idő és lehetőség korlátozott volta miatt szűkíteni kényszerültünk a kutatás területét. Érdeklődésünk homlokterébe a tölgyfa került, mert túl azon, hogy ez a faj a „legalkalmasabb” a kronológiai vizsgálatokra csekély álévgyűrűképzési hajlandósága miatt, a régészeti feltárásokon ez került elő legnagyobb mennyiségben. Ez nem jelenti természetesen azt, hogy csak ezzel foglalkozunk, mert az egyéb famaradványok adatait is rögzítjük és tároljuk adatbázisunkban a későbbi kutatások számára.

### A téma kifejtése

A kutatások kezdetén négy különböző, de egymással összefüggő kérdés megválaszolására törekedtünk:

1. Mindenekelőtt azt vizsgáltuk, hogy Magyarország területe dendrokronológiai szempontból egy területnek minősül-e, vagy több kisebb, egymással nem, vagy csak kis mértékben összehasonlítható zónára oszlik-e? Ehhez az ország előre kiválasztott területeiről 5–12, frissen kivágott, recens, tölgytörökgyűjtünk be. Ezek segítségével 13 helyi tölgykronológiai görbét, illetve adatsort készítettünk, az évgyűrűk vastagságát 1/100 milliméter pontossággal lemérve. Ezt követően ezeket a helyi kronológiai görbéket és adatsorokat összehasonlítottuk egymással, és a „szomszédos” területekre már összeállított hasonló adatsorokkal. Így két kérdés vált eldönthetővé: dendrokronológiai szempontból egységes-e az ország területe, illetve ha nem, akkor hol húzódik az egyes zóna(k) közötti határ, illetve hogyan viszonyul hazánk területe a dél-német (HUBER 1948), észak-görög (KUNIHOLM 1983), lengyel (WALNY 1990) és novgorodi (KOLCSIN & BITVINSZKASZ 1972) adatsorokhoz?

2. E kutatások lezárulásáig elfogadva azt a hipotézist, hogy az egész ország „lefedhető” egy görbével, illetve adatsorral, megpróbáltunk összeállítani egy olyan kronológiai görbét, illetve adatsort, amely a régészet által vizsgált korokig nyúlik vissza.

3. Egyre több régészt ismerte fel az eljárásban rejlő új lehetőségeket, így számos ásatásokon előkerült és viszonylag épen maradt famaradványt vizsgálhattunk meg. A mintavételkor e famaradványok esetében is, mindegyikéből teljes keresztmetszetű minta kifűréselésre törekedtünk. (A mintavétel és feldolgozás módszerének részletes leírását lásd GRYNÆUS 1998). E minták feldolgozásával legtöbbször „lebegő”, azaz egymással jelenleg nem összekapcsolható adatsorokat kaptunk, ám ezek segítségével relatív-kronológiai támpontokat is nyerhettünk. E „lebegő” adatsorok hozzávetőleges elhelyezkedését az időskálán a régészeti leletek megadják, pontos keltezését pedig idővel a kiépülő hazai dendrokronológiai alapadatsor teszi majd lehetővé.

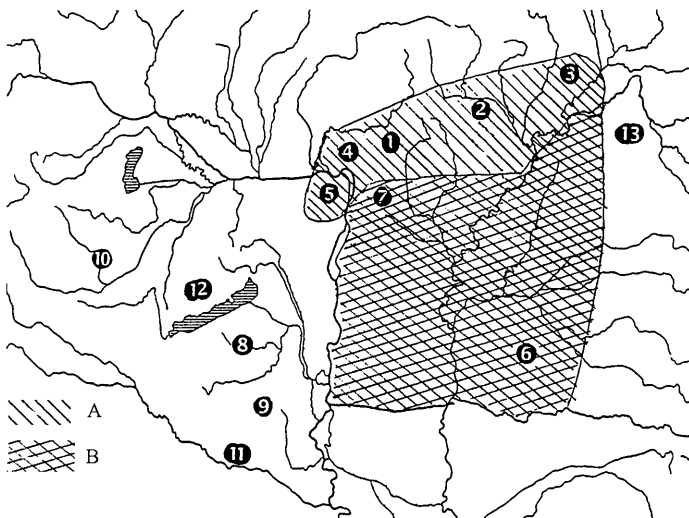
4. A recens minták segítségével azt is vizsgáltuk, hogy az Ernst HOLLSTEIN (HOLLSTEIN 1965) által Európára statisztikai módszerekkel kiszámított átlagos tölgy-szíjácsvastagság érvényes-e Magyarországon?

### Eredmények

1. A térképen (1. ábra) jelzett helyekről begyűjtött recens minták segítségével 90–100 évet átfogó helyi kronológiákat készítettünk, és ezeket hasonlítottuk össze egymással és a szomszédos régiók adataival. Az eredmények az alábbi képet rajzolták ki:

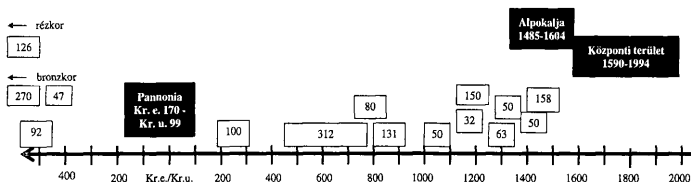
– az ország középső területe (az Északi-középhegység területe és az Alföld) egy dendrokronológiai zónát alkot, így egy kronológiával lefedhető, a többi területre kis kiterjedésű, helyi kronológiák készítése szükséges. További kutatásokat igényelne e terület létezésének indoklása, a biológiai és éghajlati okok feltárása.

– ezen kronológiák egyike sem volt összehasonlítható más, már létező kronológiák adataival, azaz Magyarország területe és valószínűleg a Kárpát-medence is, önálló dendrokronológiai egységet alkot. Az elvégzett kutatások egy



1. ábra. A recens magyarországi tölgy-kronológiák. 1. Nógrád megye; 2. Borsodi-dombság és Bükk-hegység; 3. Zemplén-hegység; 4. Börzsöny; 5. Pilis, Budai-hegység; 6. Békés megye; 7. Gödöllői-dombság; 8. Somogy megye; 9. Mecsek; 10. Alpokalja; 11. Dráva-mente; 12. Bakony; 13. Nyírség; A Északi-középhegység, B Alföld

Fig. 1 Recent oak chronologies in Hungary



2. ábra. A magyarországi tölgy-kronológiák elhelyezkedése az időskálán (a pontosan keltezettek helyét sötét, a „lebegő” adatsorok hozzávetőleges helyét üres téglalapok jelölik)

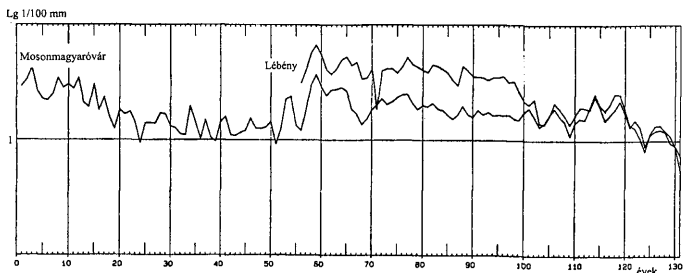
Fig. 2 Oak chronologies in Hungary. The black box is the dated, the white box the floating chronologies

– a régészeti maradványok keltezésében döntő – kérdésre nem adhattak választ: ez a 19–20. századi kép mennyire vetíthető vissza a térség korábbi századainak életére? Sajnos e kérdéssel sem a hazai, sem a külföldi szakirodalom nem foglalkozott még érdemben. Feltétlenül szükséges lenne a terv- és iparszerű erdőgazdálkodásnak a fák növekedésére (pl. szabályozott vágásfordulók) gyakorolt hatását is vizsgálni, és e kutatások eredményeit összevetni a dendrokronológiai vizsgálatok során felmerült kérdésekkel.

2. A régészeti és műemléki kutatások terén szerencsére jó pár kutató felismerte a dendrokronológiában rejlő lehetőségeket, illetve lehetőségünk nyílt több, fában igen gazdag lelőhely anyagának megvizsgálására. Ennek eredményeképpen lassan kirajzolódik a kronológiák láncolata (2. ábra), és csak idő kérdése, hogy a hiányzó láncszemek előkerülésével folyamatos kronológiákká álljanak össze. Eddig több mint 100 régészeti lelőhelyről vizsgálhattunk meg maradványokat, melyek száma 1 és 60 között változott lelőhelyenként. A központi területre egy napjainktól 1590-ig visszanyúló kronológiát sikerült készítenünk. Hála a Bécsi-medencében folyó kutatásoknak (R. WIMMER és munkatársai) sikerült egy, a nyugat-magyarországi térségre érvényes, késő-középkori-kora-újkorai kronológiát készíteni, mely a térségben 1485 és 1604 között kivágott tölgyfák keltezését teszi lehetővé.

Sajátos a Ménfőcsanak melletti régészeti feltárások (83-as út és Bevásárló-központ lelőhelyek) során előkerült kutak anyagának vizsgálata (VADAY & GRYNÆUS 1996). Az ácsolt szerkezetű kutak faanyagából nyert közel 270 éves kronológiát sikerült a dél-német adatok segítségével évre pontosan keltezni, ami más, például Savariában előkerült hasonló korú lelőhelyek abszolút keltezését is lehetővé teszi (3. ábra). Ez jelzi, hogy a recens maradványokból nyert kép nem vetíthető vissza a történeti korokba, és legalább egy, a késő-római korban bekövetkező „dendrokronológiai zóna átrendeződéssel” kell számolnunk. Ennek éghajlat- és növényzettörténeti párhuzamait csak e tudományágakkal közösen lehet megválaszolni.

Egyes lelőhelyeken külföldről származó faanyag került elő, így a külföldi kutatók eredményeire építve keltezhető volt a Nagymaros-Sólyomszigetnél feltárt középkori hajómaradvány, melynek faanyagát egy, a dél-német területen lévő erdőben vágták ki 1384 körül. De ilyen a Muhi késő-középkori mezőváros



3. ábra Két avar kori kút faanyaga évgűrűvastagságainak összehasonlítása

Fig. 3 Dendro-data of wood remains of two Avar-period's wells

egyik kútjából előkerült középkori heringeshordó faanyaga és azok a Feketeerdőben kivágott fenyőkből készült hordók is, melyekben eredetileg – valószínűleg – rajnai bort szállítottak a római katonák számára, majd a „göngyöleget” kutak készítésére másodlagosan felhasználták (az eredmények részletes publikálását megkezdtük).

A kutatások időhatárainak kiterjesztését eredményezhetné, ha sikerülne az elemzéseket a szubfosszilis tölgy (és egyéb fajú) maradványokra is kiterjeszteni

3. Néhány lelőhely esetében sikerült relatív kronológiai támpontok adásával segíteni a kutatásokat:

Kiderült, hogy két egymás közelében levő lelőhely avar kútjai teljesen egyidősek (Lébény–Kaszásdomb és Mosonmagyaróvár–Szolnoki pihenő), amit a hagyományos régészeti keltezési eljárásokkal nem lehetett megállapítani (3. ábra).

Kiderült, hogy a Muhiban feltárt kutak nem egy időben léteztek, hanem egymást váltva használták őket, így fontos, más források révén nem kutatható ismereteket kaptunk (GRYNAEUS 1997) a kutak használatáról és „élettörténetéről”, és a késő-középkori mezőváros vízellátásáról.

Két őskori lelőhely, a vaskori százhalombattai halomsír és a Mosonmagyaróvár–német-dűlői bronzkori kút faanyagának időbeli átfedése is kiderült, ami e korszak eseményeinek újragondolását is szükségessé teszi (GRYNAEUS 1998–1999).

4. A szíjácsvizsgálatokhoz használt mintaanyag két forrásból származik: egyrészt a dendrokronológiai elemzésekhez használt tőkorongok vizsgálatából, másrészt a terepen gyűjtött mintákból, melyek zöme favágási döntőék-darab volt. Összesen 168 mintát elemeztünk. Ezek alapján a tölgyfák szíjácsához tartozó évgűrűk átlagos számát Magyarország területére  $17^{+2}_{-5}$  évgűrűben határozhattuk meg.

Fontos hangsúlyozni, hogy ezek az adatok vágáskorú fákra vonatkoznak, azaz a fenti szíjácsvastagság, illetve (el)gesztesedési idő a 150 évnél fiatalabb fákra érvényes! Ezt azért fontos kiemelni, mert E. HOLLSTEIN adatai (HOLLSTEIN 1965) szerint a szíjácsához tartozó évgűrűk száma a fák korának növekedésével emelkedik! Sajnos nem volt lehetőségünk vágáskorúnál idősebb fák statisztikailag értékelhető mennyiségű elemzésére.

A kutatás jövőbeni feladatai világosan megfogalmazhatók: újabb lelőhelyek faanyagának elemzésével rövid időn belül lehetséges lesz a ma még „lebegő”, azaz pontosan nem keltezhető adatsorok egymással, majd a pontosan keltezett kora-újkori kronológiával való összekapcsolása, és a középkor teljes időszakában használható kronológiai adatsor készítése. Ehhez hozzákapcsolhatók lesznek az avarkori adatsorok és más, a népvándorlás korából származó adatok, melyek idővel a római kori famaradványok adataihoz illeszkednek majd. Ezzel párhuzamosan elvégezhető munka lesz a kutatás szélesítése a klimatológiai kutatások és az erdőművelés- és vegetációtörténet felé, szoros együttműködést keresve a területek szakembereivel.

### Köszönetnyilvánítás:

Befejezésül szeretnék köszönetet mondani mindazoknak, akiktől a kutatásaimhoz nélkülözhetetlen támogatást, segítséget kaptam: az ELTE BTK Középkori és Koraújkori Régészeti Tanszékének vezetőinek KUBINYI András professzor úrnak, LASZLOVSZKY József és BARTOSIEWITZ László docenseknek, F. ROMÁNYI Beatrix adjunktusnak; a faanyag-ismeret terén nyújtott segítségért és oktatásért BABOS Károly docens úrnak (ELTE TTK Növényismereti Tanszék); a munkámat famaradványokkal és mintákkal segítő régészeknek és erdészeknek!

Külön köszönet illeti a bécsi Forstliche Bundesversuchsanstaltt valamint a közelmúltban elhunyt Klaus JOHANN nagylelkűségét, akinek köszönhetően jelképes összegért vásárolhattuk meg a kutatásokhoz használt öreg „Digitalpositionmeter”-t. A CATRAS programcsomagot az OTKA kutatásfejlesztési támogatása révén sikerült megvásárolnunk.

### Irodalom – References

- BABOS K. 1983: Néhány fajfa évgyűrűszélességeinek összehasonlítása a napfolttevékenység ciklusával. – *Botanikai Közlemények* 70, 83–90.
- BABOS K. 1987–88: Átmeneti kőorból származó Quercus robur L. törzs évgyűrűszélességeinek összehasonlítása a napfolttevékenység ciklusával. – *Botanikai Közlemények* 74–75, 219–233.
- BABOS K. & FILÓ Z. 1972: Egy 345 éves Larix sibirica Ledeb. törzs évgyűrűszélességeinek összehasonlítása a napfolttevékenység ciklusával. – *Botanikai Közlemények* 59, 23–27.
- DOUGLAS, A. E. 1929: The secret of the Southwest solved by talkative tree rings. – *Nat. Geogr. Mag.* 54, 737–770.
- GRYNAEUS A. 1997: A Muhiban feltárt kutak faszövetének dendrokronológiai és anyagvizsgálata. – In: KOVÁCS T., ANDERS A. & RACZY P.: *Utak a Múltba* - Paths into the Past - Az M3-as autópálya régészeti leletmentései - Rescue Excavations on the M3 Motorways, Budapest 1997, 155–156.
- GRYNAEUS A. 1998: Dendrokronológia. – In: ILON G. (szerk.): *A régésztechnika kézikönyve I.* (Panniculus Ser. B. No. 3.) Szombathely 357–366.
- GRYNAEUS A. 1998–99: A Mosonmagyaróvár-Német dűlőben feltárt bronzkori kút dendrokronológiai vizsgálata. – *Savaria* 24/3, 73–81.
- GRYNAEUS A., HORVÁTH, E. & SZABADOS I. 1994: Az évgyűrű mint természetes információhordozó. – *Erdészeti Lapok* 129, 203–205.
- HOLLSTEIN, E. 1965: Jahringchronologische Datierung von Eichenhölzern ohne Waldkante. – *Bonner Jahrbuch* 165, 12–27.

- HUBER, B. 1948: Aufbau einer mitteleuropäischen Jahrring-Chronologie. – *Mitt. H.G. Akad. dt. Forstwiss.* 3, 137–142.
- KOLCSIN, B. A. & BITVINSZKASZ, T. T. 1972: Szovremenyie problemi dendrokronologii. – In: KOLCSIN, B. A. 1972: *Problemi abszolutnava datirovanyija v archeologii*. Moszkva, 80–92.
- KULIN, Gy. 1941: A fák évgyűrűi és a napfoltperiódus. – *Csillagászati Lapok* 4, 33–37.
- KUNIHOLM, P. I. 1983: Dating in the Aegean region. – In: ECKSTEIN, D. S. WROBEL, S. & ANIOL, R. W. (eds): *Dendrochronology and archaeology in Europe*. Edited by Hamburg 1983, 179–194.
- SCHWEINGRUBER, F. H. 1983: Der Jahrring. (Standort, Methodik, Zeit und Klima in der Dendrochronologie) Bern-Stuttgart 1983, 230 p.
- VADAY, A. & GRYNÆUS, A. 1996: Dendrochronological study of the Roman wells found during the rescue excavations of the Ménfőcsanak–83 road. – In: MARTON, E. (Ed.): *The Future of Our Past '93-'95 Budapest*, 1996, 115–123.
- WALNY, T.: Aufbau und Anwendung der Dendrochronologie für Eichenholz in Polen. Hamburg 1990.



## A régészet lehetőségei a pleisztocén kutatásában

### *Changes of the environment investigated by archaeological methods in the Quaternary period*

T. Dobosi Viola<sup>1</sup>

*Tárgyszavak: pleisztocén, adaptáció, régészet, interdiszciplináris együttműködés*

*Keywords: Pleistocene, adaptation, archaeology, interdisciplinary co-operation*

#### Abstract

Following the classical terminology, the Palaeolithic period is characterised by foraging: hunting and gathering communities using the natural goods propagating without human interference, according to needs of basic subsistence. This system operated over many thousands of years successfully, because of the basic balance between the parts of the ecological system. Man adapted to environmental changes, though in an extent surpassing the pace of biological adaptation.

Archaeological methods of investigation are suitable for the investigation of human consumption, i.e., what, how much and how the goods with favourable fossilisation qualities were utilised. Experiments aiming at following or justifying theories on, environmental changes as well as results on behalf of natural scientists aiming at an archaeological interpretation without adequate archaeological arguments can lead to doubtful and misleading results.

The reconstruction of the living and inorganic environment are expected from interdisciplinary collaboration. It should be emphatically stated, however, that the natural scientific evidence found on an archaeological site is always artificially selected, i.e., of anthropogeneous origin. Synthesis, historical and environmental reconstruction is a common task. The study of the Palaeolithic sites Vértesszőlős, Tata and Érd was especially fruitful from this aspect. In the Palaeolithic period, the stone tools carry the basic information.

Forms and technique of tool production separate on a large temporal and geographical scale the different archaeological cultures. Several essays were made to correlate these entities with different environments. The failure of these efforts proves the basic statement: the archaeological methods in themselves are not suitable for proving environmental changes.

There are also existing examples, which prove that in the course of several geological phases, and, consequently, important environmental changes, we find the same culture continued on the same site. At Vértesszőlős or Érd the same culture is developing continuously. The same set of artefacts helped them to survive a radical change of the environment. There are also other examples, which show that among practically identical ecological conditions, and narrow temporal range different ways of adaptation were chosen (Upper Palaeolithic hunters with bone- and stone-spearheads (Aurignacian/Szeletian culture) or, blade vs. pebble industries in the Gravettian period).

The human interference to the natural environment by raw material acquisition and selection of the settlement site leave small effect on the inorganic environment in this period.

The Hungarian research of the Palaeolithic period was always characterised by a predisposition to adaptation of results of natural history and hopefully the good collaboration will be continued in the future as well.

#### Összefoglalás

Az őskőkorkutatás, megindulásának körülményeiből, a megszerezhető csekély információ jellegéből következően mindig erősen támaszkodott a természettudományok eredményeire. Az interdiszciplináris együttműködés azonban csak akkor lehet valamennyi résztvevő számára sikeres, ha a társtudományok adottságait, korlátait, módszerbeli sajátosságait figyelembe vesszük. A

<sup>1</sup>Magyar Nemzeti Múzeum, 1088 Budapest, Múzeum krt. 14–16.

„hatásköri túllépés” megalapozatlan, a szűkebb szakterület módszereivel nem igazolható következtetésekhez vezethet.

A paleolitikum a klasszikus terminus értelmében a zsákmányolás időszaka: a vadászó-gyűjtőgető közösségek az emberi beavatkozás nélkül megtermett javakból igény szerint felhasználják a létfenntartásukhoz szükséges mennyiséget.

A rendszer sok évszázazredes sikeres fennmaradásának alapja éppen az ökoszisztéma részegységei közötti egyensúly megmaradása/megőrzése. Az ember csak alkalmazkodott a változásokhoz, bár a biológiai alkalmazkodás természetes ütemét meghaladó mértékben és eredményességgel.

Régészeti módszerekkel azt vizsgálhatjuk, hogy mit, mennyit és hogyan használtak föl. Az interdiszciplináris együttműködéstől az élő és élettelen környezet rekonstruálását várjuk, annak hangsúlyozásával, hogy a régészeti lelőhelyeken előkerült természettudományos leletanyag mindig antropogén. A szintézis, a történeti és környezeti rekonstrukció közös feladat, mint azt Tata, Érd, Vértesszőlős feldolgozása igazolja.

### A természettudományi megközelítés buktatói

Az őskorban nagy térbeli és időbeli kereteket kitöltő régészeti kultúrákat csak a kőeszközök típusai és megmunkálásának módja alapján különíthetünk el. Ha ezeket megkíséreljük párhuzamosítani az adott környezettel, az eredmény nem az eltérő környezetet, hanem az ahhoz való alkalmazkodást bizonyíthatja. Ugyanis van hazai példa arra is, hogy több földtörténeti szakaszon – és ebből következően lényegesen megváltozott környezetben – a kultúra változatlan marad: az alsó-paleolit Vértesszőlősen és a középső-paleolit Érden az először megjelent kultúra fejlődik kontinuuosan. Alapjaiban ugyanazzal az eszköztárral sikeresen túléltek környezetük gyökeres átalakulását. Van példa arra is, hogy azonos ökológiai feltételek között, szűk időhatárokon belül az adaptáció különböző útjait választották (felső-paleolit csont- és kőlandzsások, vagy a pengés- és kavics-iparok).

A hazai paleolitikum kutatására jellemző fogékonyság a természettudományos eredmények iránt bizonyosan megmarad a jövőben is: szükségünk van egymásra.

Az adott kronológiai keret eddig megismert hazai adataiból következően csak a jégkorszak második feléről vannak ismereteink. Ezek az ismeretek is rendkívül hézagosak. Ezek a hézagok elsősorban abból adódnak, hogy a régészeti lelőhelyek/leletanyagok az időskálának csak egy-egy kis szeletét fedik be, s ezek a szeletek térben és időben is csak ritkán csatlakoznak egymáshoz.

### A paleolitikum kutatásának sajátosságai

A régészeti korszakok közül éppen a paleolitikum igényli a legszorosabb természettudományos együttműködést, a kutatott korszak sajátosságai, a begyűjthető információk mennyisége és minősége, végső soron az ember és környezete legszorosabb kapcsolata miatt. Az tudományos őskor-kutatás kezdeteinek ismert körülményei (mármint az a tény, hogy az első kutatók túlnyomóan nem régészek voltak) rögtön az indulásnál a szűkebb szakma erőteljes interdiszciplinaritását eredményezték. Ez a szerencsés körülmény az elmúlt száz év és a jövő kutatási irányát is meghatározza.

Ez az együttműködés azonban csak akkor lehet gyümölcsöző, ha az egymásnak azonos rangú és értékű információkat nyújtó társtudományok szakmai lehetőségeit és adottságait tiszteletben tartjuk.

A korszak szakirodalmában régész és természettudományos oldalról egyaránt felfedezhetők/kimutathatók olyan törekvések, amelyek mintegy hatásköri túllépésként egymás helyett vonnak le, más szakterületek szigorúan vett tudományos módszereivel nem igazolható, következtetéseket.

Ide tartoznak azok a kísérletek, amelyekben hagyományos régészeti módszerekkel próbálják meg a környezetváltozásokat követni vagy igazolni. Ugyanúgy azok a természettudományos szakterületekről érkező, régészeti igényű interpretációk is, amelyek klasszikus módszerekkel nem alátámasztható, vagy azoknak éppen ellentmondó régészeti eredményekre jutnak

CsÁNYI Vilmos etológus fogalmazza meg új, szórakoztató könyvében a megszívlelendő figyelmeztetést: az emberi evolúció kutatásának egyik kerékkötője az interdiszciplína, mert „... a különböző területek kutatói rendszerint csak a saját szakterületüket ismerik jól, s amikor elkalandoznak... hajlamosak tetszetős, de megalapozatlan elméletek alkotására” (CsÁNYI 1999). S az elmélet csapdája: úgy jut régészeti következtetésekre, hogy még a természettudományos érvei is hiányoznak. A *Homo erectus*ok tartós megtelepedését, az állandó telepek kialakulását az emberspecifikus bolhával igazolja (azaz a bolhának „otthon” kell, csak éppen a bizonyítékkal marad adós, miért vélekedik úgy, hogy éppen az előemberek kezdtek el szenvedni a kis vérszívóktól, valamint az sem tisztázott, hogy a bolha evolúciója miért éppen félmillió évvel ezelőtt jutott el a megfelelő szintre). Egyébként a feltett kérdés „nagyságrendje” nincs arányban a következtetések kultúrtörténeti horderejével. Elég csak egyet kézbe venni a szerte a világban divatba jött, százával megjelenő, igényes ismeretterjesztő művek közül, hogy objektív, régészeti argumentumokkal alátámasztott adatokhoz jussunk a *Homo erectus*ok állandó telepeiről.

A paleolitikum a klasszikus terminus értelmében a zsákmányolás időszaka: az emberi beavatkozás nélkül megtermett javakból igény szerint felhasználják a létfenntartáshoz szükséges mennyiséget.

Az a változtatás, amit ezzel a tevékenységgel a jégkorszakban élő emberek eszközöltek az élő és élettelen a környezetük állapotában, zömmel nem volt számottevő, a nagy időintervallumok, a kis népsűrűség és az emberek által alkalmazott természetközeli módszerek miatt.

## A természeti környezet megváltozása és a régészeti kultúrák közötti kapcsolat

A környezet a jégkorszakban humán hatások által még nem befolyásolt saját törvényei szerint változott, s az embernek nem volt választása: az eredményes túlélési stratégia azonos az alkalmazkodással.

A régészetnek, mint a társadalomtudományok között leggyakorlatiasabb tudománynak több százada folyamatosan fejlődő munkamódszerei vannak az információk megszerzésére, értékelésére, feldolgozására. Lehetőségei nem terjednek ki a környezet változásainak közvetlen tanulmányozására. A paleo-

litikum kutatásában azt vizsgálhatjuk, hogy az ember mikor, mit, mennyit és hogyan vett igénybe a közreműködése nélkül megtermett javakból:

– *Mi öregebb, mi fiatalabb?* – Egy-egy lelőhely relatív kronológiájának segítségével szerencsés esetben abszolút kronológiai adatokra is lehet következtetni. Csak régészeti módszerek segítségével ez a lehetőség többnyire fiatalabb korszakok lelőhelyeinél alkalmazható, a pleisztocén abszolút kronológia a fizikai/kémiai változások adatait értékelő természettudományos kor meghatározó módszerek adatain nyugszik.

– *Mit készített, mire volt szüksége?* – Pontosabban a hajdani gazdag eszköztár szervetlen nyersanyagból készült, így megmaradt kis töredékének beillesztése a konvencionális tipológiai rendszerekbe. Ezek a mesterséges nevezéktanok közel sem mindig fedik egy-egy tárgy tényleges funkcióját, viszont ugyanannak a formának ugyanaz a – még ha téves – megnevezése az egyetlen segítség az eligazodásban. Az elkészített tárgy valódi használati módja recens analógiákkal és traceológiai vizsgálatokkal határozható meg.

– *Hogyan készítette a tárgyat, felfedezhető-e egy-egy időszak – kultúra – népcsoport eszköz-elállításában valami törvényszerűség, hagyomány, fejlődés, analógiák?*

– *Miből készítette?* – A nyersanyagok és más, helyidegen, vagy egzotikus/presztizs tárgyak eredeti, geológiai forrásainak ismeretében körvonalazható az emberi közösség tevékenységének, kapcsolatainak köre és kiterjedése, akció-rádusza.

– Kellően intenzív kutatás után megállapítjuk egyes területek népsűrűségét az őskőkor egyes szakaszaiban. Már a késő-paleolitikumban bizonyítható az a megmagyarázhatatlan, ám kétségkívül létező vonzerő, ami meghatározott időhatárokra belül egyes szűk földrajzi körzetek sajátja. Példa erre a középsőpaleolitikumban a Dunántúl északkeleti sarka, a késő-paleolitikumban a Duna-kanyar DOBOSI (1996), az Ipoly-völgy Börzsöny-menti szakasza, a Bodrog-torkolat körüli lelőhely-sűrűsödés.

– *Megrajzolható egy-egy kultúra, vagy akár csak egy-egy technológiai újítás, ismeretterjedésének iránya és sebessége,*

– a település szerkezete, topográfiája, a telepen végzett tevékenység jellege, a lakóobjektumok építésének módja, alaprajza, tűzhelyek típusa,

– kulturális előzmények, utód kultúrák.

Nem kevés. Jelenleg nem kívánhatunk többet.

Az élő és élettelen környezetre vonatkozó háttérinformációt viszont az interdiszciplináris együttműködéstől várjuk.

Miután a közismert hazai fosszilizációs feltételek mellett már eleve kevés információ maradt fenn egy olyan korszakból, ahol az erőforrásoknak a későbbi koroknál jóval kisebb részét aknázták ki, a paleolitikum régészeti kutatása várja el a legtöbbet a társtudományok kutatási eredményeitől.

### Természettudományos módszerek a paleolitikum kutatásában

A pleisztocén régészetileg megfogható eseménytörténete igen foghíjas. A hazai őskőkor-kutatás évszázados eredményei ellenére időben és térben nagy fehér foltok vannak. Nem tudjuk, hogy azért-e: mert nem volt „esemény”, mert az intenzív felszínformálódás során elpusztultak a lelőhelyek, mert még nem találtuk meg vagy mert rossz a kronológiánk, s voltaképpen a hiátusok egy része kitölthető. Ha minden körülmény szerencsésen alakul, s egy-egy ősember-lelőhelyet hitelesen, s teljesen feltárhatunk, komplexen feldolgozhatunk, a környezetváltozásra utaló adatok akkor sem az eredeti, természetes állapotokat fogják tükrözni. Régészeti lelőhelyeken előkerülő természettudományos leletanyag mindig antropogén.

Néhány példa. A középső-pleisztocén/alsó-paleolit Vértesszőlősen a lelőhely fajlistája nem a növényevők és ragadozók közötti természetes arányt tükrözi. A kultúrrétegben előforduló két leggyakoribb faj (zsákmányállat?) életmódja nem „vizes”, folyó- vagy forrásközei biotóphoz kötött: a nyitott, vegyes erdő gímszarvasa és a nyílt, füves síkságot kedvelő ló. KRETZOI (1990)

A mammut elsősorban a középső- és késő-paleolitikumban, s többnyire borjúkorában volt az ősember zsákmánya: 1–2 hónapostól két évesig vadászták Tatán. A mammut súlyozott előfordulása a neandervölgyi közösségek telepein először kimutatható vadászati specializálódás bizonyítéka.

Egy-egy állatfajt eleinte valószínűleg ökológiai okokból részesítettek előnyben. Az egymást erősítő kölcsönhatások, visszahatások eredményeképpen ez az állatfaj esetleg kizárólagos zsákmánnyá válhatott. VÉRTES éppen a Tatán előkerült mammutfog-lemez interpretálása kapcsán véli úgy, hogy innen már csak egy kis lépés a vallási hiedelmek csíráinak megjelenése VÉRTES (1965). A gondosan megmunkált tárgy a közösség életben maradását konkrétan biztosító állatfaj (mammut) és az emberek közötti misztikus kapcsolat tárgyiasulása, a csiszolt foglemez már spirituális tartalmat hordoz.

Az őskőkorban alapinformációkat a kőeszközök hordoznak. A formák, a megmunkálás módja, egyes típusok részaránya alapján nagy térbeli és időbeli keretek között eszközmegmunkáló hagyományokat, tradíciókat, iparokat, régészeti kultúrákat különíthetünk el. E kultúrákat többen megkísérelték az éghajlat által döntően meghatározott, különböző környezeti feltételekkel kapcsolatba hozni.

A korai és középső-paleolitikum két – szakócákat, illetve kavicseszközöket előállító és használó – filumát többen párhuzamosították a klímazónákkal. Önmagukban ezek a kísérletek egyrészt csak nagyléptékű trendeket tudtak igazolni, másrészt a következtetések iránya fordítva megfelelő: nem a környezet változásának, hanem az ahhoz való alkalmazkodásnak a bizonyítékai rekonstruálhatók az eszközkészletekből

Az őskőkor korai szakaszaiban az őstörténeti események, technológiai trendek kimutatásának léptéke kontinensnyi. A Kárpát-medencében a terület mérete és a lelőhelyek kis száma miatt törvényszerűségek felismerésére nincs mód. A középső-paleolitikumtól kezdve a kutatás helyzete már kedvezőbb. Több lelőhely, több információ, a generalizált gyökerekből kibontakozó, specializálódó

kultúrák mozaikja a medence belső területein változatos, gazdag elrendeződést mutat. A fejlődés felgyorsul, s a késő-paleolitikumra – a pleisztocén végére már sok és megbízható adattal alátámasztott történelmi folyamatokat rekonstruálhatunk.

A paleolitikum időtartama sokszorosa annak az időszaknak, ami a termelő életmód általánossá válása óta eltelt. A környezethez való sikeres adaptáció meggyőző bizonyítéka a *Homo* virágzása, s az, hogy a szükségletek által megszabott mértékű zsákmányolás maradandó változást nem eredményezett sem az élő sem az élettelen környezetben. Nem tűnik elfogadhatónak az a feltételezés, hogy az őskőkori vadászat pl. egy-egy állatfaj eltűnését eredményezte volna drámaian rövid idő alatt, mint ahogyan pl. a mammutok kipusztulását néhányan magyarázzák az USA-ban. A „drámaian rövid idő” – hangsúlyozzuk – még mindig hosszabb, mint ami mondjuk a neolitikum kezdete óta eltelt. Az idő, vagy legalábbis az idő szubjektív érzete, a távolsággal arányosan rövidül, s az események tömörödnek, s az interpretáció egyre nagyvonalúbb. Az ember szerepének túlértékelése, amire hajlamosak vagyunk, valószínűleg még ma sem helyénvaló, nemhogy a zsákmányoló-gyűjtögető időkben, bármennyi mutatószámításos grafikonnal érvelnek is. Jelen korunkban környezetünket átalakító tevékenységünk tömeges volta és hatékonysága ellenére – akár pozitív, többnyire azonban inkább negatív irányú is – rendszeresen megkapjuk a figyelmeztetést tehetetlenségünkre és az intést a természet iránti alázatra. A zsákmányoló életmód eredményessége a régészeti és történelmi időkben mindig, a jelenkorig a természeti egyensúly elvén működött, amiben az ember legfeljebb csak a környezethez való alkalmazkodás gyorsaságával tűnt ki. A biológiai alkalmazkodás ütemét meghaladni csak a társadalmi struktúrák védőernyője alatt lehet.

Az ember csak egy tényezője a pleisztocén eseménytörténetének, de ezt a helyet igényli és megérdemli. A régészet a történettudomány speciális szempontjai szerint kísérli meg szintézisbe hozni az adatokat és rekonstruálni a történelmi eseményeket, ugyanakkor felajánlja adatait az adott időszak egyéb szempontok szerinti kutatásához.

### Az interdiszciplináris megközelítés előnyei

A régészet lehetőségeinek általános áttekintése után néhány speciális hazai példa a lehetőségeinkről. Az őskőkori kultúrák és a környezet kapcsolatának rekonstrukcióját nagy mértékben nehezíti az a tény, hogy:

- egyes lelőhelyeken több földtörténeli szakaszon és ebből következően lényeges környezeti változásokon keresztül nem változik a kultúra,
- s van példa arra is, hogy azonos ökológiai feltételek esetén az adaptáció különböző útjait választották.

Az előbbi jelenség az idősebb, az utóbbi a fiatalabb régészeti időszakokra jellemző. A két, több jelentős éghajlatingadozást megelő telepünkön, a kora-paleolit folyamán Vértesszőlősen (DOBOSI 1990) és a középső-paleolit idején Érden (GÁBORI & CSÁNK 1968) ugyanaz a kultúra fejlődik kontinuuosan. A

létfenntartási eszköztár, amellyel sikeresen túléltek az élő és élettelen környezet változásait, ugyanaz, csak a kivitelezés technikájában észlelhető némi fejlődés.

Ellenkező példa, a középső- és késő-würmi kis interstadialisok régészeti képe. Az aurniaci és fejlett szeleta, valamint a késő-paleolitikus gravetti entitás kavicsmégmunkáló és pengés kultúrái néhány ezer évben geológiai és régészeti léptékben kortárs kultúrák voltak. A késő-paleolit vadászok, gyökeresen más anyagi és feltehetően eltérő szellemi kultúra létrehozásával reagáltak az azonos környezet azonos kihívásaira.

A társtudományok eredményes együttműködésének sikeres példája a régészeti zoológia (GÁBORI CSÁNK & KRETZOI 1968). Módszereit az érdi ásás során dolgozták ki. A paleontológus dolga a régész által feltárt és dokumentált faunisztikai leletanyagból meghatározni a fajokat, azoknak a nem, a kor és a testrégiók szerinti megoszlását, megbecsülni az elejtett húsmennyiséget. Majd régészeti-néprajzi párhuzamok összegyűjtésével közösen vonják le vadászati-vadhasznosítási és egyéb tanulságokat. Vannak buktatók. „...Ha most feltesszük a kérdést, vajon a vadászat, (azaz a feltétlenül éghajlat-függő fauna D.V.) az élelmezés jellege, iránya – megmutatkozik-e a szerszámkészletben – akkor nem-mel kell válaszolnunk. Kifejezetten medvére, mammutra, lóra stb. specializált vadásztáborokat ugyanis teljesen eltérő iparral is ismerünk Európában.” GÁBORI & GÁBORI-CSÁNK (1978).

Az interdiszciplináris eredmények szintézisére példa a Vértesszőlős I lelőhely. A legalsó, leggazdagabb kultúrréteg faunája változatosságában és mennyiségében egyaránt édeni állapotokat sejtet. KRETZOI (1990) egy napi járóföld sugarú körben, 3000–4000 mázsára (!) becsülte azt a biomassa mennyiséget, ami a biológiai egyensúly veszélyeztetése nélkül kiemelhető a környezetből. A vértesszőlősi telep kultúrrétegében azonosított valamennyi növényevő mai étrendünk része. A nagytestű állatok feldolgozása koordinált kézmozgást, erős fogást, kitartást és tervszerű együttműködést igényel, ami a vértesszőlősi előember fizikai-szellemi adottságainak, kulturális szintjének jelzője, a tűz hasznosításának biztos nyomaival együtt. A vegetáció az intermindelben változatosabb volt, mint ma. A Vértesszőlősről megismert flórának csak a ma is hasznosított elemei egész évben változatos, gazdag és jól tartósítható élelemforrást jelentettek (DOBOSI 1999).

Tátán a változatos nagyemlős fauna a klasszikus paleolit települési stratégiát: a több ökológiai niche találkozásában rejlő lehetőségek kiaknázását tükrözi.

A település életében, túl az interglaciális optimumán, a flóra érzékelhetően elszegényedett, visszaszorult. Ennek eredményeként az állati eredetű táplálék kerülhetett előtérbe, amelynek elemzése visszacsatolások módon ismét elvezet a vadászati specializációhoz és a transzcendens gondolatok megszületésének feltételezéséig.

A késő-paleolitikumban Közép- és Kelet-Európa síkságain az azonos ökológiai feltételhez maximálisan alkalmazkodott népesség életmódja azonos. Lelőhelycsoportonként vagy akár egyetlen speciális funkciójú telepen a régészeti leletanyag azonban annyira egyedi lehet, hogy mód nyílik kisebb kulturális-kronológiai egységek elkülönítésére. A hosszú ideig lakott, több lakóegységből álló, faluszerű telepeken ismét csak a szigorú adottságokhoz való eredményes alkalmazkodás példáját ismerjük meg, azzal a plusszal, hogy a létfenntartás

szükségeit messze meghaladó tárgyak és jelenségek gazdagítják a korszakról alkotott képünket. Magyarországon a felső-paleolitikumból tartós megtelepedésre utaló lelőhelyet még nem ismerünk, de semmi okát nem látjuk, hogy itt másként alakultak volna az események, mint a tágas keleti térségeken.

Az élettelen környezetben az emberi tevékenység által bekövetkezett változások még kisebb hatásfokúak. A kiszáradt mésztufamedencéket, barlangokat, kőfülkéket alakítás nélkül vették birtokukba, s változtatás nélkül hagyták ott. A felső-paleolit telepeken emelt ideiglenes szállások, szárnyékok, sátrak helye szinte nyomtalanul eltűnt. A kőeszköz készítéséhez szükséges nyersanyagot folyók hordalékából, vagy a felszínre kibukkanó telérekből gyűjtötték, aktív bányászat nyomait csak a paleolitikum legvégéről, Lovasról sikerült eddig bizonyítani. A néhány negyzetméternyi kiterjedésű bányagödörök jelentősége is csak kultúrtörténeti és nem környezeti.

Végezetül megkíséreltünk egy egyelőre csak játéknak minősíthető számítást elvégezni. A lelőhelyek sűrűségéből, az abszolút kronológiai adatokból népmozgások intenzitására következtetünk (SIMÁN 1990), s megbecsülhetjük mekkora lehetett a népesség a késő-paleolitikum egy-egy adott időszakában.

Néprajzi tapasztalatok és becslések szerint, minimum 30–50 fő az a csoportlétszám, amely szükséges egy családi alapon szerveződő közösség életbenmaradásához.

A jégkori körülmények között (folyómenti galériaerdőkkel tagolt, tágas, nyílt füves térség, fajban nem túl gazdag, ám létszámban annál nagyobb állatsordákkal) kb. 400 km<sup>2</sup> élőhely képes a biológiai egyensúly felborulása nélkül eltartani ennyi embert. Számításba véve azt, hogy az ország mai területének jelentős része eleve nem felelt meg a gravetti igényeknek, optimális számítások szerint a késő-paleolitikum egy adott időszakában Magyarországon 230 csoportban élő 8–10 000 főnyi népességgel számolhatunk.

Kárpát-medence 300 ezer km<sup>2</sup>-ére átszámítva, a becslés egy adott időpontban 750 csoportban 25–30 ezer embert eredményez (DOBOSI 1990–1991). A realitás feltehetőleg messze az ideális alatt marad. Ám csak a késő-paleolitikum időtartama 20 ezer év. Ha voltak is periódusok, amikor a terület népessége meggyérült, voltak olyan időszakok is, amikor új- meg új települési hullám vette birtokába a medence belső területeit. Annyi bizonyos, hogy a jelenleg ismert mintegy 50 felső-paleolit lelőhely a valóságosnak csak töredéke. Tennivaló bőven jut még néhány generációnak.

## Irodalom– References

- CSÁNYI V. 1999: Az emberi természet. – Vince Kiadó. 110 p.
- DOBOSI, V. T. 1990: Areal and vertical distribution of the archaeological material. – In: KRETZOI, M. & DOBOSI, V. T. (eds): *Vértesszőlős, Man, Site and Culture*. Akadémiai Kiadó, Budapest, 397–518.
- DOBOSI, V. T. 1990–1991: Remarks on SIMÁN's paper. – *Antaeus* 19–20, 19–21.
- DOBOSI, V. T. 1996: Upper Palaeolithic in the Danube bend. – In: SVOBODA, J. (ed.): *Palaeolithic in the Middle Danube region*. Brno, 25–38.
- DOBOSI V. 1999: Ember és környezete. Élő és élettelen természeti erőforrások két paleolit lelőhelyen. – *Komárom-Esztergom megyei Múzeumok Közleményei* 6, 5–20.



- GÁBORI-CSÁNK, V. & KRETZOI, M. 1968: Zoologie archéologique. – In: GÁBORI-CSÁNK, V.: *La station du paléolithique moyen d'Érd – Hongrie*. Budapest, 223–240.
- GÁBORI-CSÁNK, V. 1968: La material archéologique. – In: GÁBORI-CSÁNK, V.: *La station du paléolithique moyen d'Érd – Hongrie*. Budapest, 115–160.
- GÁBORI M. & GÁBORI-CSÁNK V. 1978: A magyar középső paleolitikum ökológiája. – *Földrajzi Közlemények* 1978/1–3, 187 p.
- KRETZOI, M. 1990: Vertebrate fauna of the archaeological sites. – In: KRETZOI M. & DOBOSI V. T. (eds) *Vértesszőlős, Man, Site and Culture*. Akadémiai Kiadó, Budapest, 231–241.
- SIMÁN, K. 1990: Population fluctuations in the Carpathian Basin from 50 to 15 thousand years BP. – *Acta Archaeologica Hungarica* 42, 13–19.
- VÉRTES, L. 1965: Die Ausgrabung und die archäologische Funde. – In: VÉRTES, L. (ed.): *Tata, eine mittelpaläolithische Travertinsiedlung in Ungarn*. Akadémiai Kiadó, Budapest. 133–242.



# Mátrai vörösgyagok szerepe a visontai paleotalajok képződésében az ásványtani és geokémiai vizsgálatok tükrében

*The role of the red clays of the Mátra Mountains,  
Northern Hungary in the genesis of palaeosols at Visonta  
in the light of mineralogical and geochemical results*

BERÉNYI ÜVEGES Judit<sup>1</sup> – NÉMETH Tibor<sup>2</sup> – MICHÉLI Erika<sup>1</sup> – TÓTH Mária<sup>2</sup>

(2 ábra, 2 táblázat, 1 fénykép)

*Tárgyszavak: vörösgyag, Mátra, paleotalaj, agyagásványok, kaolinit/szmektit*  
*Keywords: red clay, Mátra Mts, palaeosol, clay minerals, kaolinite/smectite*

## Abstract

In the course of the study of red palaeosols of the Mátraalja region, mineralogical and chemical investigation of red clays from the Mátra Mts (Northern Hungary) was undertaken, focusing on the pedological aspects of the results. Red clays in the vicinity of Mátraháza, as well as in the Vár valley near Markaz, were studied and compared to the red palaeosol found at Visonta. Smectite with low layer charge was found to be their dominant mineral phase. It can have a beidellitic and a montmorillonitic character with equal frequency. Kaolinite/smectite, illite/smectite, hematite, cristobalite, quartz and plagioclase were also identified in minor amounts. The differences between the mineralogical and chemical characteristics of the palaeosol at Visonta and that of the red clays from some locations in the Mátra Mts are due to intermixing with allochthonous material (dust, loess, and other piedmont sediments) and soil-forming processes. In spite of these discrepancies, the parent material of the red palaeosol at Visonta might have been the red clays from the Mátra Mts.

## Összefoglalás

A mátraaljai vörös paleotalajok genetikájának értelmezése kapcsán került sor mátrai vörösgyagok ásványtani és kémiai vizsgálatára, valamint az eredmények talajtani szempontú értékelésére. A Mátraháza környékén és a markazi Vár-völgyben található vörösgyag előfordulásokat tanulmányoztuk, és a Visontán található vörös paleotalajhoz hasonlítottuk. A vörösgyagok uralkodó ásványa a kis rétegtöltésű szmektit, mely egyaránt lehet beidellit és montmorillonitos jellegű. Mellette kaolinit/szmektit, illit/szmektit, hematit, krisztobalit, kvarc és plagioklász jelenik meg.

A mátrai vörösgyagok és a visontai paleotalajok ásványtani és kémiai tulajdonságaiban mutatkozó eltérések részben talajképződési folyamatoknak, részben pedig az áthalmozódás során allochton anyag (pl. hulló por, egyéb hegylábi, folyóvízi üledék) hozzákeveredésének a következményei.

A bemutatott eltérések ellenére indokoltnak tűnik a feltételezés, hogy a mátrai vörösgyagok lehettek a visontai paleotalaj talajképző kőzetei.

## Bevezetés

A Mátraalja pliocén–pleisztocén környezetrekonstruktórája vonatkozó kutatóprogram keretein belül került sor a visontai paleotalajok talajtani,

<sup>1</sup> Szent István Egyetem Agrokémiai- és Talajtani Tanszék, 2100 Gödöllő, Péter K. u. 1.

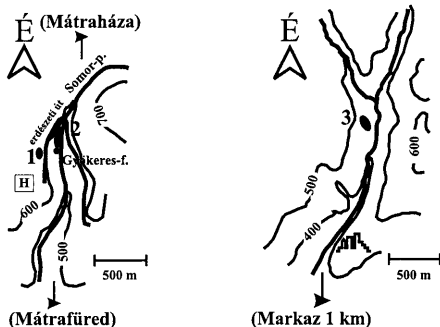
<sup>2</sup> MTA Földtudományi Kutatóközpont Geokémiai Kutatólaboratórium, 1112 Budapest, Budaörsi út 45.

ásványtani és genetikai vizsgálatára (BERÉNYI ÜVEGES et al. 1999, 2000; NÉMETH et al. 1999). A vörös paleotalajok képződésének értelmezése során több tényező is arra utalt, hogy a talajképző kőzet szerepét a Mátrából származó vörösagyagok tölthették be. Az ötlet nem a szerzők érdeme, hanem azt egy nagy geológus elődnek, SZABÓ Józsefnek köszönhetik, aki a múlt században a következőket írta: „A nyirok a Magas Mátrában megvan, s onnét lehúzódik a lejtén s tart le a Trachyhegyek tövénél a felsíkon jó tova” (SZABÓ 1869). Ezt alátámasztani lát-szanak a visontai bányában megfigyelhető üledékmozgásra, áthalmazásra utaló jelek. A bennük rejlő esetleges megoldás ösztönözte a szerzőket arra, hogy a visontai paleotalajokkal való összehasonlítás végett mátrai vörösagyagokon ásványtani, kémiai vizsgálatokat végezzenek, és az eredményeket talajtani szempontból értelmezzék.

### A vörösagyag előfordulások

A terepbejárás során STEFANOVITS Pál szóbeli közlése (1998) alapján kerestük fel a Mátraháza melletti Bérc Hotel közelében található vörösagyag kibukkanást, majd ennek további megjelenését a Somor-patak völgyében lefelé haladva. A mátraházai előfordulás mellett a visontai paleotalaj szelvényhez térben közelebb eső vörösagyag előfordulást is találtunk a Markaztól északra elhelyezkedő Vár-völgyben (1. ábra).

Mátraháza közelében, a Kalló-völgy felső részén 600–610 m tszf. magasságban egy útbevágás mentén néhány m<sup>2</sup>-es foltban bukkan a felszínre vörösagyag (2,5YR 4/8) és található a felszínen vörös színű (5YR 4/8), kézzel morzsolható átalakult andezit. Az útnál magasabban csak a jelenkori agyagbemosódásos erdőtalaj és köves-sziklás váztalaj, illetve az e talajok talajképző kőzetét jelentő szürke, üde megjelenésű bádeni középső piroxénandezit figyelhető meg (VARGA 1975). Az út szintje alatt a sötétbarna színű talaj lilás-vöröses árnyalata árulkodik az ott is meglévő vörösagyagról.



1. ábra. A vizsgált vörösagyag előfordulások földrajzi elhelyezkedése: 1. Mátraháza, Bérc Hotel; 2. Somor-patak völgye; 3. Markaz, Vár-völgy

Fig. 1 Location of the studied red clays: 1 Bérc Hotel, Mátraháza, 2 valley of Somor creek, 3 Vár valley, Markaz

A Somor-patak völgyében közvetlenül a Gyökeres-forrásnál, illetve a fölött, a patak jobb oldalán, 530–560 m tszf. magasságon található további vörösgyag előfordulás. Minden bizonnyal annak vízzáró tulajdonsága miatt, a forrás közvetlenül a vörösgyag réteg fölött fakad. Ebben a feltárásban sajnos nem állapítható meg, hogy a vörösgyag alulról milyen képződménnyel érintkezik. A rajta lévő erdőtalajról azonban megállapítható, hogy nem a vörösgyagon képződött, hanem áthalmozott.

A Vár-völgy nyugati oldalán vörös oxiandeziten minden bizonnyal helyben maradt vörösgyagot találtunk kb. 450 m tszf. magasságon. A vörösesbarna (2,5YR 4/6) anyag a vörös átalakult kőzetdarabok között jelenik meg közel 1 m vastagságban. A réteg éles határral válik el a fölötté lévő köves-sziklás váztalajtól, mely bádeni piroxéndezit agglomerátumon képződött (1. fénykép). Ez a feltárás az egyetlen, mely alapján arra következtethetünk, hogy a vörösgyag a miocén során aktív vulkanizmus közötti szünetben is képződhetett, s így egykori felszínt jelezhet.



1. fénykép. A Vár-völgyben található vörösgyag

*1 Photo Red clay occurrence in the Vár valley*

### Módszerek

Az ásványos összetétel meghatározása röntgen pordiffrakcióval történt, Philips PW-1730 diffraktométerrel Cu-K $\alpha$  sugárzást alkalmazva 45kV gyorsítófeszültség és 35 mA áramerősség mellett, 0,05° 2 $\theta$ /mp szögsebességgel. Az agyagásványok meghatározásához az ülepítéssel leválasztott agyagfrakciót (<2  $\mu$ m) Mg-, K-, és Li-mal telített, etilén-glikolos és glicerines kezelés, valamint hevítés után nyert preparátumokról készített felvételek alapján vizsgáltuk.

A röntgenvizsgálatokat termoanalitikai mérésekkel egészítettük ki.

A minták fő- és nyomelem összetételének meghatározása Li-metaborátos feltárás után ICP AES technikával történt (RÉNYI 1983), hasonlóan a redukálható (Mehra-Jackson módszer) és az oxálsavas ammónium-oxalát által oldható (Tam módszer) Fe-tartalom meghatározásához (LOEPPERT & INSKEEP 1996).

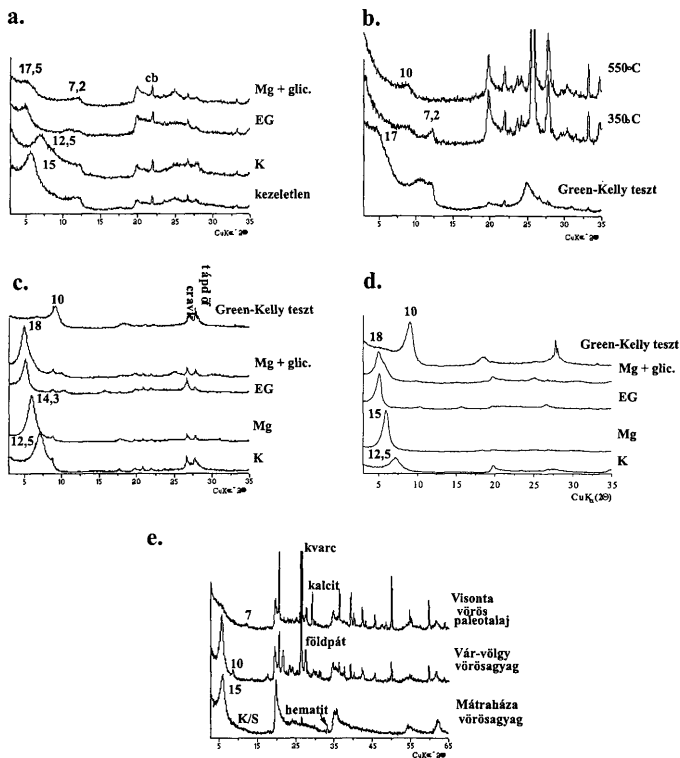
Az összeálló átalakult vörös andezitekből, valamint a környezetükben szálban előforduló, üde, szürke andezitből fénymikroszkópos petrográfiai vizsgálatok céljából vékonycsiszolatok készültek.

## Eredmények és értékelésük

### *Ásványos összetétel, agyagásványok*

A mátraházai minták közül mindegyikben a szmektit az uralkodó ásvány, melyen kívül jelentősebb mennyiségben ( $>10\%$ ) nem jelenik meg más ásványfázis, általános azonban a hematit jelenléte. A kis mennyiségben előforduló kaolinit/szmektit, illit/szmektit és kaolinit képviselik csupán a rétegszilikátok további típusait. További megjelenő fázisok a kvarc, a plagioklász és a krisztobalit. A  $20\text{--}25^\circ 2\theta$  körül néhány esetben megfigyelhető diffrakciós „púp” amorf  $\text{SiO}_2$ , opál jelenlétét sejteti. Ez utóbbit a fénymikroszkópos vizsgálatok is bizonyították. Az útbevágásból származó vörössárga 2 mm alatti frakciójának röntgen-diffraktogramján (2. ábra a, b) a  $15,4^\circ$ -nél levő csúcs etilén-glikolos kezelés, valamint Mg-mal való telítés és glicerines kezelés után rendre  $17,4^\circ$  illetve  $18^\circ$ -re tolódott, szmektit jelenlétét bizonyítva. A glicerinnel kezelt minta felvételén a nagyobb szögek felé  $14,4^\circ$ -nél tapasztalható váll vermikulittól származhat. Káliummal történő telítés után a szmektit bázisreflexiója a kis rétegtöltésű szmektitekra jellemző  $12,5^\circ$ -nek adódott. Az  $1,49\text{--}1,50^\circ$ -ös  $d(060)$  érték alapján a szmektit dioktaéderes szerkezetű. A Green-Kelly teszt alapján a szmektit beidellites jellegű. A DTA felvételen  $550\text{--}600^\circ\text{C}$  körül megjelenő dehidroxilációs csúcs szintén beidellit jelenlétre utal. A  $15^\circ$  és  $7,3^\circ$  közötti diffúz reflexiórendszer kaolinit/szmektit kevert rácsú agyagásvány jelenlétét sugallta (RIGHI et al. 1999). Etilén-glikolos és glicerines kezelés hatására ez a diffúz reflexiórendszer eltűnt, csak egy kis csúcs maradt  $7,2^\circ$ -nél. Hasonló jelenség volt tapasztalható  $350^\circ\text{C}$ -os hőkezelés után is, míg az  $550^\circ\text{C}$ -os hevítés következtében a  $7,2^\circ$ -ös reflexió is eltűnt. Mindezek egyértelműen bizonyítják kaolinit/szmektit kevert szerkezetű agyagásvány és kevés tiszta kaolinit jelenlétét. Az etilén-glikollal kezelt minta felvételén a szmektit másodrendű reflexiójának  $d$ -értéke alapján ( $8,43^\circ$ ) a véletlenszerű közberétegzésű kaolinit/szmektit  $15\text{--}20\%$  kaolinitet tartalmazhat (REYNOLDS 1980).

THIRY et al. (1977) a Párizsi medence trópusi klímán kialakult kréta végi vörös paleotalajaiából szmektit  $\rightarrow$  kaolinit/szmektit  $\rightarrow$  kaolinit átalakulást említenek. Az átalakulás mechanizmusára irányuló későbbi vizsgálatok megállapították, hogy a kaolinit/szmektit beidellitből és beidellit/montmorillonitból képződött szilárd fázisú reakciók során (AMOURIC & OLIVES 1998). A mállás előrehaladásával a kaolinit mennyisége növekszik a kaolinit/szmektitben (PAI et al. 1999, RIGHI et al. 1999).



2. ábra. a, b: mátraháza, c: vár-völgyi, d: somor-patak-völgyi vörösgyagok <2 μm frakciójáról készült diffraktogramok, e: mátraháza, vár-völgyi vörösgyagok és a visontai vörös paleotalaj összehasonlítása teljes közet felvételek alapján

Fig. 2 X-ray diffraction patterns of the <2 μm fraction of the red clay from Mátraháza (a, b) Vár valley (c) Somor creek (d) X-ray diffraction patterns of bulk samples of the red clays from Mátraháza, Vár valley and of the red palaeosol from Visonta (e)

A néhány centiméteres még összeálló, átalakult vörös andezit darabok ásványos összetételére szintén jellemző a nagy szmektit tartalom. Nagyobb mennyiségben fordul elő benne a plagioklász, melynek néhány milliméteres részben átalakult fehér fenokristály roncsai nemcsak fénymikroszkópban, hanem szabad szemmel is jól megfigyelhetők. A vékonycsiszolatok alapján fény derült arra, hogy ezek az átalakult kőzetdarabok megőrizték eredeti vulkáni szövetüket,

mely a lávakőzetekre jellemző folyási szerkezetet mutat, sok elsődleges 0,2–2 mm méretű buborékkal. A kőzet finomszemcsés alapanyaga azonban teljesen átalakult agyagásványokká és opállá, melyek gömbös, helyenként sugaras formában váltak ki elsősorban a kerekded üregek, buborékok szegélyén. A fenokristályok közül is csak néhány szitaszövetű plagioklász roncs, illetve egy félig ép klinopiroxén kristálydarab ismerhető fel, szintén a magma gyors felszínre jutását bizonyítva. Ez a kőzet feltehetőleg egy egykori lávapad átalakulásával jött létre. Összehasonlítva a közvetlen közelben szálban felszínre bukkanó üde andezittel, egyértelműen megállapítható, hogy a két kőzet nem ugyanaz. Az üde piroxénandezit sok hipersztént tartalmaz, szövete pilotaxitos és egyáltalán nem jellemző rá a buborékosság (BENEDEK K. és SZABÓ Cs. szóbeli közlése). A külön szeparált mállott földpát anyaga dioktaéderes szmektitnek és kaolinit/szmektitnek bizonyult. Andezitből preparált beidellites összetételű szmektitet VARGÁNÉ (1966) is leírt a sár-hegyi kőfejtőből tufa és andezitláva érintkezésétől származó mintákban. Az agyagásvány keletkezését a tufára ráfolyt láva, tufából származó vízfelvételek hatásával magyarázza.

A vörösayagokkal ellentétben ez a kőzet nem tartalmaz kvarcot. A vörösayagban kis mennyiségben kimutatható kvarc valószínűleg nem helyben keletkezett, hanem egykor, vagy a jelenben, keveredett hozzá.

A Somor-patak völgyében fellelhető vörösayagok ásványos összetételüket tekintve eltérnek a magasabb térszínnek előbbieken tárgyalt anyagaitól, amennyiben nem jelenik meg felvételükön az opálra jellemző amorf púp, nem tartalmaznak krisztobalitot és nem olyan egyértelmű bennük a kaolinit/szmektit jelenléte. Ezzel szemben néhányukban kimutatható az illit/szmektit kevert szerkezetű agyagásvány és mellette diszkrét illit is. Az uralkodó fázis azonban ez esetben is a kis rétegtöltésű szmektit. A rétegtöltés túlnyomó része oktaéderes (montmorillonit), kisebb része tetraéderes (beidellit) helyettesítésből ered, vagyis a mállási környezetekben gyakori beidellit/montmorillonit kevert rácsú szmektittel van dolgunk (LIM & JACKSON 1986).

A vár-völgyi vörösayag az agyagásványok össz mennyisége tekintetében eltér az előbbiektől, amennyiben a szmektit mellett jelentős mennyiségben tartalmaz kvarcot, földpátot és 10  $\mu$ -ös rétegszilikátot, valamint kevés vermikulitot. Krisztobalit jelenléte nem zárható ki. A szmektit a dioktaéderes sorba tartozik, kis rétegtöltésű és montmorillonitos karakterű (2. ábra, c).

### Kémiai vizsgálatok

A mátraházai vörösayag, az ugyanonnan származó, összeálló, átalakult vörös andezit, illetve egy visontai vörös paleotalaj réteg kémiai összetétele az 1. táblázatban olvasható.

A vörösayag az átalakult andezithez képest Si-ban, Mg-ban gazdagodott, Al-ban és Fe-ban viszont némileg szegényedett. Összehasonlítva a vörösayag és a visontai vörös paleotalaj kémiai összetételét, megállapítható, hogy a paleotalaj jelentősen nagyobb Ca-, nagyobb Si- és K-tartalommal bír. A Ca minden



I. táblázat. A vörösgyag, az átalakult andezit és a paleotalaj kémiai összetétele  
 Table I Chemical composition of the red clay, the altered andesite and the palaeosol

minta	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	ZrO <sub>2</sub>
%									
Mátraháza átalakult andezit	52,86	28,86	8,89	2,15	1,30	0,42	0,25	1,017	0,016
Mátraháza vörösgyag	56,13	27,5	8,59	1,80	1,81	0,66	0,25	0,98	0,019
Visonta vörös paleotalaj	62,47	15,54	6,51	9,60	1,89	1,37	0,40	0,92	0,04

bizonytal a kalcit jelenléte miatt mutat kiugró értéket, a K pedig az illit és illit/szmektit, továbbá a kálicföldpát hozzájárulásából adódik.

A szelektív oldási eredmények tájékoztatnak a vas formájáról (II. táblázat). Ennek alapján azt a következtetést vonhatjuk le, hogy mintától függően, a vas 50–75%-a szilikátos kötésben (pl. szmektitben) található, míg a többi része szabad, kristályos vasoxid formájában jelenik meg. A Mátraházán és a Somor-patak völgyében található vörösgyagban a redukálható vas mennyisége a visontai vörös paleotalajban találhatóval összevethető. Az amorf vasoxid aránya pedig az összes mintában kicsi, ezen belül a mátraházai vörösgyagban kiugró értéket mutat. Itt mennyisége a többi mintában találhatóak kb. háromszorosa.

II. táblázat. A szelektív oldási vizsgálatok eredményei  
 Table II Results of the selective dissolution analysis

minta	Fe <sub>o</sub>	Fe <sub>d</sub>	Fe <sub>t</sub>	1. (Fe <sub>t</sub> -Fe <sub>d</sub> )/Fe <sub>t</sub>	2. (Fe <sub>d</sub> -Fe <sub>o</sub> )/Fe <sub>t</sub>
%					
visontai vörös paleotalaj	0,13	1,99	4,86	59,07	38,35
vörösgyag, Mátraháza	0,32	2,20	6,00	64,89	29,73
vörösgyag, Somor-patak	0,08	1,77	7,07	74,90	23,94
vörösgyag, Vár-völgy	0,08	1,27	4,66	72,64	25,62

Fe<sub>o</sub> = ammónium oxaláttal kivonható vas Fe<sub>d</sub> = redukálható vas  
 1. szilikát ásványok kristályrácsában található vas/összes vas

Fe<sub>t</sub> = összes vas  
 2. kristályos vasoxid/összes vas

### Következtetések

Az 1. ábra d diagramján a mátraházai és vár-völgyi vörösgyagok, illetve egy visontai vörös paleotalaj réteg teljes kőzetanyagáról készült diffraktogramok láthatók. A legjellegzetesebb ásványos összetételbeli különbség az, hogy a mátraházai vörösgyagban uralkodik a szmektit, mellette csak hematit, kevés földpát, kvarc és krisztobalit mutatható ki. Ezzel szemben a visontai paleotalajban a rétegszilikátoktól eltérő fázisok kerülnek előtérbe: a kvarc az

uralkodó fázis, melyhez az agyagásványokon kívül földpátok és kalcit társul. A visontai paleotalajhoz földrajzilag jóval közelebb található vár-völgyi vörösagyag az előbbi kettő közti ásványos összetételt mutat.

Az átalakulási folyamatok egyik talán leghívebb tükrözői a környezeti változásokra legérzékenyebb agyagásványok. Az agyagásványos összetételben mutatkozó legfinomabb eltérés is nagy jelentőséggel bírhat egy átalakulási folyamat rekonstruálásánál. A vörösagyagokban a kis rétegtöltésű beidellites és montmorillonitos karakterű szmektit dominál, míg a paleotalajok uralkodó agyagásványa az elsősorban beidellites jellegű, nagy rétegtöltésű szmektit (NÉMETH et al. 1999). Minden bizonnyal feltételezhető, hogy a kis rétegtöltésű szmektit a paleotalaj képződése során alakult át nagy rétegtöltésűvé. Hasonló folyamatot írtak le jelenkori Vertisol talajokra (talajtani bélyegek alapján a paleotalaj is ennek tekinthető), elsősorban beidellit esetében (RIGHI et al. 1995, 1998).

A vörösagyagok geomorfológiai, földrajzi helyzetére, a paleotalaj szelvényben meglévő áthalmozódási jelenségek meglétére, továbbá a terepi megfigyelésekre, valamint az ásványtani és kémiai vizsgálatokra támaszkodva is valószínűsíthető, hogy a mátrai vörösagyagok valamiképpen részt vettek a mátraaljai vörös paleotalajok képződésében, elsősorban azok lehetséges talajképző kőzeteként kell velük számolni. Figyelembe kell venni azonban azt, hogy az áthalmozódás során idegen anyag, pl. egyéb lejtőtörmelék, hulló por, lösz is hozzákeveredhetett az eredeti vörösagyaghoz. Lösz, vagy lösszerű üledékből származhat például az agyagásványok közül a visontai paleotalajok illitje és a kloritja (STEFANOVITS 1973). Emellett nem hagyható figyelemen kívül az sem, hogy az egykoron lejátszódott talajképződési folyamatok jelentősen megváltoztathatták az eredeti anyag fizikai és kémiai jellemzőit.

### Köszönetnyilvánítás

A szerzők köszönetüket fejezik ki SZABÓ Csabának és BENEDEK Kálmánnak (ELTE Közzettan-Geokémiai Tanszék) a fénymikroszkópos vizsgálatok során nyújtott segítségért.

### Irodalom - References

- AMOURIC, M. & OLIVES, J. 1998: Transformation mechanism and interstratification in conversion of smectite to kaolinite: an HRTEM study. – *Clays and Clay Minerals* 46/5, 521–527.
- BERÉNYI ÜVEGES, J., HORVÁTH, Z., MICHÉLI, E., MINDSZENTY, A. & NÉMETH, T. 2000: Reconstructing Quaternary pedogenesis in paleosol sequence in Hungary. – *V. International Symposium on Paleopedology, Suzdal, July 10–16, 2000. Abstracts and field excursion guidebook*, 6–7.
- BERÉNYI ÜVEGES, J., NÉMETH, T., HORVÁTH, Z. & SIMON, B. 1999: Reconstruction of soil forming environments based on mineralogical analysis. – *2nd International conference of PhD students, Miskolc, August 8–14, 1999. Section Proceedings Natural Sciences*, 1–7.
- LIM, C. H. & JACKSON, M. L. 1986: Expandable phyllosilicate reactions with lithium on heating. – *Clays and Clay Minerals* 34/3, 346–353.
- LOEPPERT, R. H. & INSKEEP, W. P. 1996: Iron – In: SPARKS, D. L. (ed.): *Methods of soil analysis part 3: chemical methods*, Soil Science Society Inc. Madison, Wisconsin, USA 645–650.

- NÉMETH, T., BERÉNYI ÜVEGES, J., MICHÉLI, E. & TÓTH, M. 1999: Clay minerals in paleosols at Visonta. – *Acta Mineralogica-Petrographica* **40**, 11–19.
- PAL, C-W., WANG, M-K., WANG, W-M. & HOUNG, K-H. 1999: Smectites in iron-rich calcareous soil and black soils of Taiwan. – *Clays and Clay Minerals* **47/4**, 389–398.
- REYNOLDS, R. C. 1980: Interstratified clay minerals. – In: BRINDLEY, G. W. & BROWN, G. (ed.): *Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification*. Mineralogical Society, London, 1980.
- RÉNYI K. 1983: Kőzetanalitikai módszerek. – MÁFI, Budapest, 12–13.
- RIGHI, D., TERRIBILE, F. & PETIT, S. 1995: Low-charge to high-charge beidellite conversion in a vertisol from South Italy. – *Clays and Clay Minerals* **43/4**, 495–503.
- RIGHI, D., TERRIBILE, F. & PETIT, S. 1998: Pedogenic formation of high-charge beidellite in a Vertisol of Sardinia (Italy). – *Clays and Clay Minerals* **46/2**, 167–178.
- RIGHI, D., PETIT, S. & TERRIBILE, F. 1999: Pedogenic formation of kaolinite-smectite mixed layers in a soil toposequence developed from basaltic parent material in Sardinia (Italy). – *Clays and Clay Minerals* **47/4**, 505–514.
- SZABÓ J. 1869: Heves és Szolnok megyék földtani leírása. – *Magyar orvosok és természetizsgálók munkálatai* **13**, 78 p.
- THIRY, M., CAVALIER, C. & TRAUTH, N. 1977: Les sédiments de l'eocene inférieur du bassin de Paris et leurs relations avec la paléoolération de la craie. – *Sci. Géol. Bull.* **30**, 113–128.
- STEFANOVIČS, P. 1973: The influence of the Pleistocene slope deposit formation and mass movement on the soil cover. A pleisztocén lejtőüledékképződési és tömegmozgásos folyamatok hatása a talajtakaróra. – *Földrajzi Közlemények* **1973/2**, 145–151.
- VARGA Gy. 1975: A Mátra-hegység földtana. – *MÁFI Évkönyv* **57/1**, 575 p.
- VARGÁNÉ MÁTHÉ K. 1966: Beidellitesedés és biotitosodás tufára települt andezitben Mátrafüred környékén. – *MÁFI Évi Jelentés* **1964-ről**, 423–432.



# Az apajpusztai agrogeológiai mintaterület talajtani-domborzati sajátosságainak térinformatikai alapú vizsgálata

*GIS-based study on soil-terrain characteristics of an agrogeological pilot area, Apajpuszta*

BAKACSI Zsófia

(2 ábra, 1 táblázat)

*Tárgyszavak: szikes talajok, talaj- és térbeli jellemzők, catena*  
*Keywords: salt-affected soils, soil-terrain characteristic, catena*

## Abstract

The Apajpuszta pilot area is situated in the Danube valley, and its area is covered predominantly by salt-affected soils. On a regional scale the long-term changes in the hydrological and/or hydrogeological regimes could affect the spatial distribution of salt-affected soils as indicated by the changing of the soil forming processes. This paper is a part of a longer work and discusses the GIS-based study on the soil-terrain characteristics of the pilot area in the 70's; this should be the basis for comparative investigations in the future.

## Összefoglalás

A MÁFI apajpusztai szikes mintaterületének térinformatikai alapokon nyugvó vizsgálatát kezdtük meg, melynek egyik célja a területen a századfordulón végzett lecsapolási-árvízmentesítési munkálatok után érvényesülő felszínalakító folyamatok jellemzése, másik célja pedig annak vizsgálata, hogy a mintaterület környezetének tartós változását előidéző regionális folyamatok milyen hatással lehetnek a felszínalakulásra, elsősorban a talajképződésre. A munka egyik állomása a mintaterület talajtani-domborzati sajátosságainak térinformatikai alapú vizsgálata, annak érdekében, hogy a 70-es évek talajállapotának rögzítése későbbi összehasonlítások alapjául szolgáljon.

## Bevezetés

A Duna-völgy talajtakarójának felépítésében jelentős területi részarányúak a sós és szikes talajok. A Duna-völgyi szikesek kialakulásában elsődleges szerepet játszanak a magas sótartalmú felszínalatti vízáramlások, és a pangó sós talajvíz (ERDÉLYI 1967, 1979; VÁRALLYAY 1967), ezért a Duna-völgyben érvényesülő áramlási rendszerek hosszútávú megváltozása (BERÉNYI & ERDÉLYI 1990; ROTÁRNÉ SZALKAI 1994), illetve a talajvízszint jelentős mértékű süllyedése-emelkedése hatással lehet a talajtulajdonságok térbeli elterjedésére, a szikes talajképződési folyamatokra. HARMATI a szikesekben beindult sókilúgzási folyamatokról számol be több évtizedes megfigyelési adatokra támaszkodva (HARMATI 2000).

A vizsgálathoz szükséges a jelenlegi állapotok (domborzat, talajtakaró, talajvíz mélysége és minősége, stb.) olyan formában történő feldolgozása, amely a későbbiek során alkalmas a bővítésre, kiegészítésre. A térbeli adatok kezeléséhez, tárolásához, elemzéséhez és megjelenítéséhez ESRI (Environment Systems

<sup>1</sup> MTA Talajtani és Agrokémiai Kutatóintézet, H-1022, Budapest II. Herman O. út 15.

Research Institute) GIS szoftvereket: PC ARC/INFO-t és az ArcView moduljait (Spatial Analyst) használtunk.

### Módszer, adatbázis

A mintaterületen megvizsgáltam az 1:10 000-es genetikus üzemi talajtérképezés során feltárt talajtípusok és azok térszíni helyzete közötti összefüggést. A domborzati adatok részletessége az EOTR 1:10 000-es szelvények felbontásának felel meg. A terület szinte teljesen sík, nagyrészt 95,5 m-en fekvő, agyagos homokkal és iszappal borított felszínéből csak a mintaterület keleti részén lévő, a hátság felé átmenetet mutató homokdombok illetve a Baki-ér vízfolyását szegélyező dűnék emelkednek ki, de a dombtetők magassága alig haladja meg a 100 métert.

Az apajpusztai 8×8 km<sup>2</sup>-es mintaterület 6 db 1:10 000-es EOTR lapot érinti, a szintvonalak ezek alapján kerültek vektorizálásra, ebből pedig lépcsős terepmodell készült. A domborzati sajátosságokból eredően a térképeken ábrázolt és egyben a digitális domborzatmodell alapjául szolgáló szintvonalak csak 0,5 méterenként követik egymást, az EOTR 1:10 000-es szelvények nem teszik lehetővé a terep felszínének pontosabb nyomon követését, ezért a belőle származó terepmodell magassági felbontása is csak félméteres.

A területen a 70-es években végzett, 1:10 000-es méretarányú genetikus üzemi talajtérképezés csak az egykori mezőgazdasági területeket érintette, s mivel a mintaterület egy része a Kiskunsági Nemzeti Parkhoz tartozó védett terület, az egésze nem állt rendelkezésre a genetikus üzemi talajtérkép. Az egységes talajtérkép elkészítésénél probléma adódott abból is, hogy az apajpusztai mintaterületen gazdálkodó egykori Lenin Mgtsz területe épp a megyehatárra esett, s mivel az egykori üzemi talajfelvételezések a megyehatárokig terjedtek, mind a Pest megyei, mind a Bács-Kiskun megyei adatokra szükség volt.

Az elemzések előkészítésére egy 100×100 m-es, szabályos rácshálót kellett létrehozni. A rácsháló 6800 hektárnyi területet fed le, ebből 4672 hektárra van értékelhető talajtani információ. A megyehatárokon korrigált talajtérkép először vektoros formában került ábrázolásra, majd azt az elemzések elvégzéséhez 10×10 m felbontású raszteres állománnyá alakítottam.

A rácshálót ráhelyezve a raszteres formátumú tematikus térképekre (a lépcsős terepmodellre, illetve a talajtérképre), lehetővé vált együttes kezelésük. Az egyes rácselemekhez mindig azt az értéket rendeltem hozzá, amely az alatta lévő tematikus térképen a leggyakrabban fordult elő. A hozzárendelés eredményeként az 1 hektáros felbontású rácsháló minden elemére rendelkezésre állt egy jellemző magassági érték és egy talajtípus kód. A magassági értékeket a talajtípusok szerint összegeztem, majd sorba rendeztem (I. táblázat).

I. táblázat. A magassági értékek talajtípusonkénti összegzése  
 Table I Elevation statistics tabulated by soil types

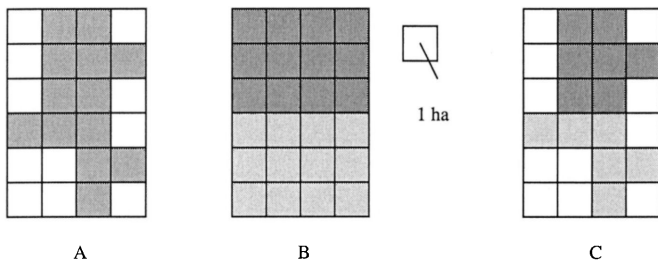
Talajtípus	Terület (ha)	Átlag (m)	Min (m)	Max (m)	Szórás
3. csoport (96,0 m <):					
terasz csernozjom	2	98,50	97,00	100,00	2,12
karbonátos humuszos homok talajok	53	96,92	95,00	100,00	1,28
többrétgü humuszos homok talajok	28	96,70	95,50	98,00	0,98
2. csoport (95,5 m -96,0 m):					
mélyben sós réti talajok	55	95,81	95,00	96,00	0,27
régi csernozjom	81	95,78	95,00	98,00	0,67
régi jellegű öntés talajok	173	95,67	94,50	96,00	0,39
mélyben sós réti csernozjom	38	95,66	95,00	96,00	0,39
karbonátos réti csernozjom	148	95,64	95,00	96,00	0,38
csernozjom réti talajok	36	95,57	95,00	96,00	0,40
szolonyeces réti csernozjom	9	95,50	95,50	95,50	0,00
1. csoport (< 95,5 m):					
mélyben szolonyeces réti talajok	145	95,18	95,00	95,50	0,24
kérges réti szolonyec	734	95,12	94,50	96,00	0,22
öntés réti talaj	79	95,10	95,00	96,00	0,27
szolonyeces réti talajok	99	95,10	94,50	96,00	0,25
karbonátos szoloncsák	432	95,09	94,50	96,00	0,28
szulfátos szoloncsákos réti talajok	125	95,08	95,00	95,50	0,18
karbonátos szoloncsák-szolonyec	711	95,07	94,50	96,00	0,25
régi talajok	1316	95,07	95,00	96,00	0,18
közepes réti szolonyec	144	95,06	94,50	95,50	0,19
karbonátos szoloncsákos réti talajok	98	95,04	95,00	95,50	0,13
humuszos öntés talajok	54	95,01	94,50	95,50	0,18
lápos réti talajok	93	95,00	94,50	95,50	0,16
szolonyeces lápos réti talajok	19	95,00	95,00	95,00	0,00
összes terület (ha)	4672				

## Eredmények

A talajtípusokat a tengerszint feletti magasságuk átlaga alapján sorba rendeztem. A kapott átlagérték önmagában kicsit megtévesztő, pl az öntés réti talajnál az átlag 95,1 m, a szélsőértékek: 95,0, illetve 96,0 m; ez esetben a 95,1 m-es átlag csak azt tükrözi, hogy a talajterképre helyezett 1 hektáros felbontású grid e talajtípust képviselő rácselemeiben a 95 m értékű magassági elemek vannak túlsúlyban (1. ábra).

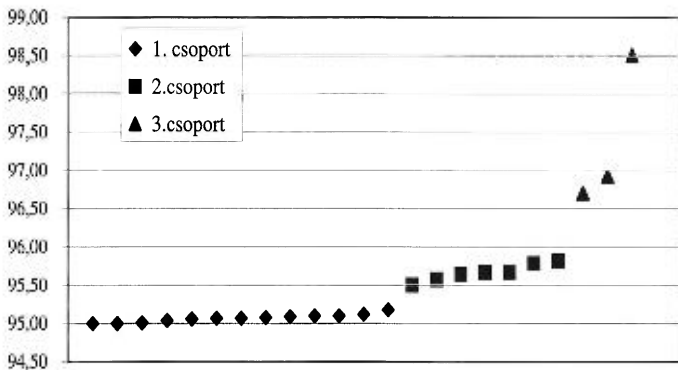
A mintaterület legnagyobb része 95,5 m-es tengerszint feletti magasságon fekszik, ez a magasság és a hozzá közel álló értékek tehát a legjellemzőbbek. Aszerint, hogy az adott talajtípusra jellemző átlagmagasság milyen tartományba esik, 3 csoportot különböztettem meg (2. ábra). A csoportok statisztikai próba alapján páronként eltérőnek bizonyultak.

1. csoport: az átlag kisebb, mint 95,5 m,
2. csoport: az átlag 95,5 m–96,0 m közé esik,
3. csoport: az átlag nagyobb, mint 96,0 m.



1. ábra. Elvi modell egy adott talajtípus átlagos tengerszint feletti magasságának számítására 1 ha-os rácsháló segítségével. A: az adott talajtípus területi kiterjedése (szürke szín pl. réti talaj), B: tengerszint feletti magasság értékek (pl. világosszürke 95,5 m, sötétszürke 95,0 m) a 10 000-es topográfiai térkép alapján, C: talajtani és topográfiai információk összekapcsolása és magassági átlag számítása (pl. 7 ha-on a réti talaj 95,0 m-en, 6 ha-on 95,5 m-en fekszik)

Fig. 1 Conceptual scheme for calculation of mean elevation value for the territory of the selected soil type, using  $100 \times 100$  m (1 ha) raster. A: territory of the selected soil type (grey colour e.g. meadow soil), B: terrain elevation based on 1:10 000 scale topographic map (e.g. light grey 95,5 m, dark grey 95,0 m), C: linked data for soil type and elevation values, calculation of mean value (e.g. on 7ha the 95,0 m, on 6 ha the 95,5 m elevation are characteristic for meadow soil)



2. ábra. Az egy-egy talajtípusra kapott, tengerszintfeletti magasság értékek átlaga az alkalmazott csoportosítás szerint

Fig. 2 The mean elevation values according to the applied classification



## Az elkülönített csoportok jellemzői

### 1. csoport (<95,5 m)

Elsősorban vízhatás alatt álló és szikes talajok tartoznak ebbe a csoportba. A legmélyebb térszíni pozícióban a lápos réti talajok és a szolonyeces lápos réti talajok találhatók. Ezeken kívül humuszos öntés talajok, réti talajok és azok sófelhalmozódással különböző formában érintett altípusai (karbonátos, szolonszákos, szulfátos-szolonszákos) és különböző típusú szikes (szolonszák, szolonszák-szolonyec, réti szolonyec) talajok fordulnak elő. A genetikus üzemi talajterképezés során megkülönböztetett 23 talajtípus (altípus) több, mint fele (13) ebbe a csoportba tartozik. A csoportban legnagyobb területi részarányal a réti talajok szerepelnek, ezt követik a kérges réti szolonyecok és a karbonátos szolonszák-szolonyec talajok. E csoporton belül a különböző szikes és réti talajképződmények egymáshoz viszonyított helyzete a magasságátlagok alapján nem állapítható meg pontosan, de tulajdonságai alapján (erőteljes vízhatás, felszínközeli magas sótartalom, a csernozjom jelleg hiánya) jól elkülönül a többitől.

### 2. csoport (95,5–96,0 m)

A vízhatás továbbra is jelentős, de e mellett a csernozjom-jelleg megjelenése is megfigyelhető. Elsősorban csernozjom réti és réti csernozjom talajok, illetve ezek mélyben sós altípusai jellemzőek erre a csoportra. A sós talajvíz már nem emelkedik a felszín közelébe, a szelvényben megnövekedett sótartalom csak a mélyebb szintekben jelentkezik. Kílóg a sorból az átlagmagassága alapján ide tartozó réti jellegű öntéstalaj, mely sajátságaiban inkább az 1. csoporttal rokonítható. Ebben a csoportba sorolható a térképezett talajtípusok-altípusok egyharmada.

### 3. csoport (96,0 m <)

A 96,0 m-es magasság felett már nem kell vízhatással számolni, a réti jelleg háttérbe szorul, víz hatásától mentesen képződött talajok tartoznak ide. A mintaterület kiemelkedő térszíneit leginkább a Baki-ér vízfolyása mentén húzódó homokdűnék, illetve a Duna-völgytől keletre húzódó hátsági területek felé átmenetet mutató homokdombok képviselik. A talajképző laza üledéknek köszönhetően itt főleg homoktalajokat (karbonátos, ill. töbrbrétegű), a legmagasabb térszíni pozícióban pedig, mindössze 2 hektáron, csernozjomokat találunk.

## Következtetések

A mintaterületen elsősorban a talajvíz felszín alatti mélységének és sótartalmának változása alakítja a talajok magasság szerinti tagozódását. A kiindulási szintvonalak viszonylag nagy magassági ugrásai ellenére az egyes talajtípusok térbeli pozíciója összefüggést mutat a talajtípusok catenájával, a legalacsonyabb térszíni helyzetben a lápos réti és szikes talajokat találjuk, köztes helyzetben a

mélyben sós változatokat és a csernozjom felé átmenetet mutató talajokat, míg a legmagasabb térszíneken csernozjom fordul elő.

Az olyan regionális környezeti hatások, – mint pl. a felszínalatti vízáramlás tartós megváltozása – először csak egyes talajképződési folyamatok intenzitásának változásában jelentkeznek, hatásuk nem mérhető azonnal a különböző talajtípusok térszíni helyzetének megváltozásában, mert a talajoknak a megváltozott környezeti feltételekhez való igazodása több évtizedet is igénybe vehet, de a 70-es évek talajállapotának rögzítése a későbbi összehasonlító mérések alapjául szolgál.

### Irodalom – References

- BERÉNYI P. & ERDÉLYI M. 1990: A rétegvíz szintjének süllyedése a Duna-Tisza közén. – *Vízügyi Közlemények* 72/4, 377–396.
- ERDÉLYI M. 1967: A Duna-Tisza közének vízföldtana I-II. – *Hidrológiai Közlöny* 1967/6, 331–340, 1967/8, 353–365.
- ERDÉLYI M. 1979: A magyar medence hidrodinamikája. – *VITUKI Közlemények* 82 p.
- HARMATI I. 2000: A vízrendezések hatása a Duna-völgy szikes talajaira. – *Agrokémia- és Talajtan* 49/3–4, 369–382.
- ROTÁRNÉ SZALKAI Á. 1994: Rétegvizek piezometrikusszint-csökkenése a Duna-Tisza közén. – II. Nemzetközi Környezetvédelmi Konferencia, Kecskemét 1994. május 4–6, 28–33.
- VÁRALLYAY Gy. 1967: A dunavölgyi talajok sófelhalmozódási folyamatai. – *Agrokémia- és Talajtan* 16/3, 327–349.

# Az Alföld agrogeológiai–környezetföldtani térképei

## Agrogeological–environmental geological maps of the Great Hungarian Plain

KUTI László<sup>1</sup> – KERÉK Barbara<sup>1</sup> – MÜLLER Tamás<sup>1</sup> – VATAI József<sup>1</sup>

(8 ábra)

Tárgyszavak: agrogeológia, környezetföldtan, Alföld  
Keywords: agrogeology, environmental geology, Great Hungarian Plain

### Abstract

The 1:100 000 scale multidisciplinary geological mapping of the Great Hungarian Plain was performed between 1964 and 1985 by the Geological Institute of Hungary. A 50 280 km<sup>2</sup> area was surveyed with 12 422 shallow boreholes of maximum 10 m depth with 101342 m total boring length. In those boreholes which were shallower than 10 m solid rock or gravel occurred and the drilling programme was stopped for technical reasons. The drilling was carried out by deepening about one third of the total possible points of a 1.5 km by 1.5 km regular grid. The material from the borings was described in detail in the field and sampled for laboratory analyses. The depth of groundwater in the boreholes was measured, and where it was possible, groundwater samples were collected for chemical analysis. From the data received, the first the geological atlas series of the Great Hungarian Plain was compiled and this comprises 19 volumes of 1:100 000 scale maps. Later, using these data and the same processes 1:500 000 scale maps were created to find the wider territorial connections.

### Összefoglalás

Az Alföld komplex, 1:100 000-es méretarányú földtani térképezése 1964–85 között történt a Magyar Állami Földtani Intézetben, RÓNAI A. és KUTI L. vezetésével. A térképezés során a mintegy 50 280 km<sup>2</sup>-nyi területet 12 422 db maximum 10 m-es mélységű sekélyfúrással tártuk fel, egy előre megtervezett, másfél kilométeres fúrástávolságú háló mentén. Ahol a fúrás nem érte el a tíz métert, ott szilárd kőzetbe vagy kavicsba ütköztünk. A fúrás leírása és a mintavétel után a laboratóriumi elemzés következett. A talajvíz mélységet is megmértük és ahol lehetséges volt ott mintát is vettünk belőle. Az adatokból megszerkesztettük az Alföld földtani térképeinek 1:100 000-es méretarányú, 19 változatot tartalmazó atlaszszorozatát, majd a nagytáji összefüggések tanulmányozása céljából 1:500 000-es méretarányú áttekintő térképek is készültek.

### Bevezetés

Az Alföld 1964–1985 között végzett 1:100 000-es méretarányú komplex földtani térképezése során a mintegy 50 280 km<sup>2</sup>-nyi területet 12 422 db maximum 10 m-es mélységű sekélyfúrással tártuk fel egy előre megtervezett, másfél kilométeres fúrástávolságú háló mentén (RÓNAI 1985). A fúrások laboratóriumban megvizsgált mintanyagának adataiból, a fúrásokban mért talajvízmélység adatokból, valamint a talajvízkémiai vizsgálatok eredményeiből álló adathalmazból szerkesztettük meg az Alföld földtani térképeinek 19 változatát tartalmazó atlaszszorozatát, majd újabb agrogeológiai és környezetföldtani térképváltozatok megszerkesztéséhez fogtunk hozzá.

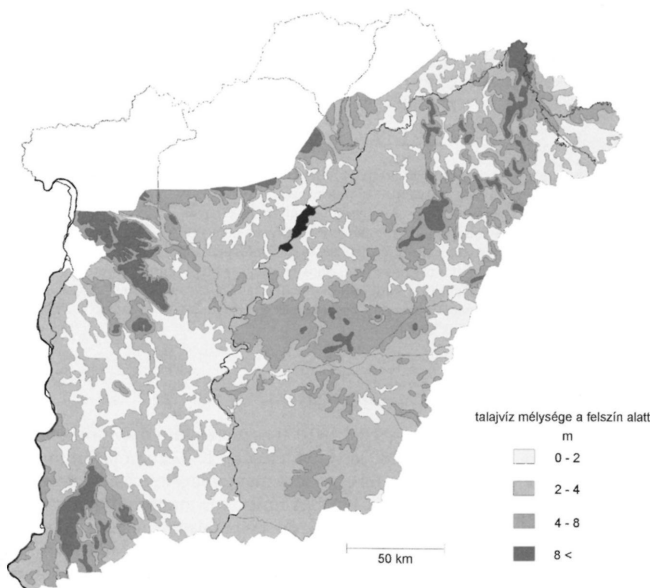
<sup>1</sup> Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest Stefánia út 14.

A későbbiekben a rendelkezésre álló adatokból az 1:100 000-es méretarányú térképeken túl 1:500 000-es méretarányú áttekintő térképeket is szerkesztettünk, a nagytáji összefüggések tanulmányozása céljából.

### A talajvíz mélysége a felszín alatt

A felvételezés során a fúrásokban megmértük a talajvíz jelentkezési mélységét és nyugalmi szintjét, s az így kapott adatokból 1 m-es izovonalakkal megszerkesztettük a talajvíztükrök felszín alatti mélységének térképét (KUTI et al. 1981). Ezen egyértelműen látszik, hogy az Alföldön a talajvíz átlagos mélysége a felvétel idején 2 m körüli volt. A Duna–Tisza közén az 1–2 m közötti vízmélységek gyakoribbak, a Tiszántúlon pedig a 2–4 m közötti mélység az általános (1. ábra).

Az Alföld kiemelkedő területein (a Duna–Tisza közí hátság É-i részén, Bácskában, a Hajdúságban és a Nyírségben, valamint a Nagykunságon) a talajvíz mélysége 4 m alatti, sőt nagy területeken 8–10 m-nél is mélyebben van.



1. ábra. A talajvíz mélysége a felszín alatt

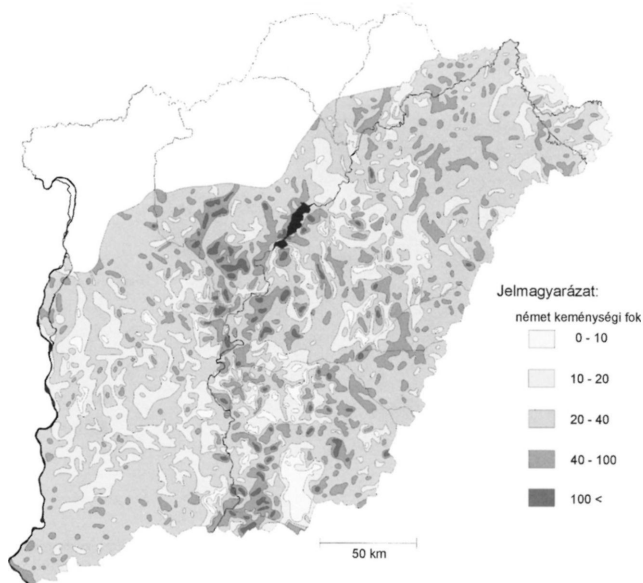
Fig. 1 Level of groundwater under the surface

Az 1980-as évek végén és az 1990-es évek elején jelentkező száraz klíma, valamint az ezen időszakban jelentősen megnövekedett felszín alatti vízkivétel, illetve bizonyos vízgazdálkodási tevékenység hatására, az Alföld egyes területein a talajvíz mélysége ezen időszakban általában 0,5–3,0 métert süllyedt, néhol a süllyedés mértéke ennél jóval nagyobb is volt. Az 1996 utáni évek csapadékosabb klímájának hatására viszont – méréseink szerint – egyes területeken ismét némi vízszintemelkedés tapasztalható.

### A talajvíz keménysége

A térképen a talajvízből vett minták keménységét ábrázoljuk 10, 20, 40 és 100 német keménységi foknál elválasztva (KUTI et al. 1981).

Bár a talajvizek keménysége az Alföld egészét tekintve rendkívül tarka képet mutat, az megállapítható, hogy az alföldi talajvizekre a 20–40 német keménységi fok közötti keménység értékek a jellemzőek. A Duna–Tisza közén gyakoriak az ennél kisebb értékek, és 100 n.k.f.-ot meghaladó keménységű vizek csak északon és Szolnok környékén találhatók. A Tisza völgyében gyakoriak, bár nem nagy



2. ábra. A talajvíz keménysége

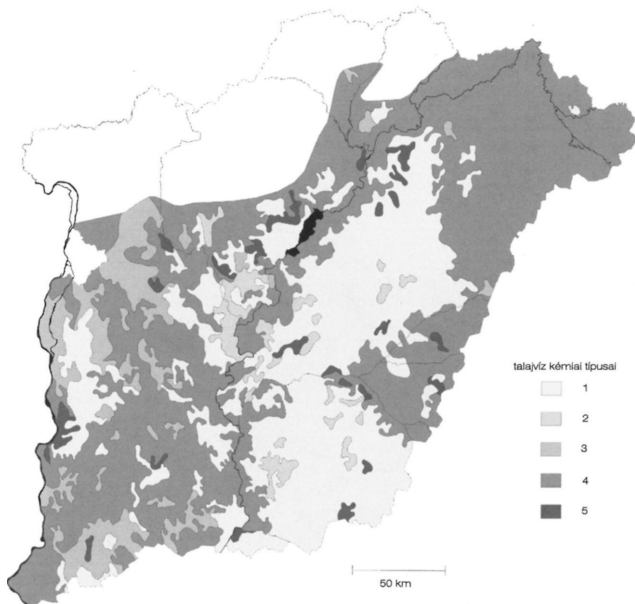
Fig. 2 Hardness of groundwater

területi kiterjedésben, hanem kisebb foltokban, a 100 német keménységi fokot meghaladó keménységű vizek (2. ábra).

A talajvíz keménységének ismerete mind környezetvédelmi, mind gazdasági szempontból fontos. Ugyanis a gazdaságok többségében a különböző permetezőszereket a talajvízkutakból vett vízzel hígítják, s a víz keménységének ismeretében meg lehet határozni a feloldandó kemikália optimális mennyiségét. A lágyabb vízben kevesebb, a keményebb vízben viszont több anyag feloldása szükséges az optimális szint eléréséhez.

### A talajvíz kémiai típusai

A talajvíz kémiai típusait a három fő kation (a nátrium, a kalcium és a magnézium), valamint a három fő anion (a hidrogénkarbonát, a klorid és a szulfát) százalékos aránya alapján határozzuk meg (PRIKLONSKIJ & LAPTEV 1952)



3. ábra. A talajvíz kémiai típusai. 1. nátrium-hidrogén-karbonátos, nátrium-, magnézium-hidrogén-karbonátos, 2. nátrium-szulfátos, nátrium-, magnézium-szulfátos, 3. magnézium-hidrogén-karbonátos, magnézium-, kalcium-hidrogén-karbonátos, 4. kalcium-hidrogén-karbonátos, kalcium-szulfátos, 5. vegyes vizek

Fig. 3 Chemical type of groundwater

(3. ábra). Az értékelés során feltételezzük, hogy amennyiben valamely ion több mint 50 eé%-nyi mennyiségben van jelen a vízben, akkor az az uralkodó (pl. nátriumos víz, szulfátos víz). Kettős jellegű vízről beszélünk, ha egyetlen ion értéke sem haladja meg az 50 eé%-ot, de kettő van 25–50 eé% közötti mennyiségben (pl. magnézium-kalciumos víz). A kettős jellegű vizek megnevezésénél mindig annak az ionnak a nevét írjuk előre, amelyik nagyobb mennyiségben van jelen a vízben. Vegyes vizekről beszélünk akkor, amikor három ion értéke is 25–50 eé% közötti, (pl. kalcium-magnézium-nátriumos víz, vagy hidrogén-karbonátos, kloridos, szulfátos víz). A hármas jellegű vizek megnevezésénél az ionok neveit alfabetikus sorrendben írjuk. Nem ritka az az eset sem, amikor mind a hat fő ion közel egyenlő arányban van jelen valamely vízben (KUTI 1978).

A talajvíz kémiai típusai jellemzőek a különböző földtani felépítésű területekre. Segítségükkel hasonlóképp elkülöníthetők a különböző földtani tájak, mint a felszín közeli képződmények kőzetkifejlődése alapján.

A Duna-völgyben a nátrium-hidrogén-karbonátos vizek a leggyakoribbak. A Duna-Tisza köze homokos területein a kalcium-hidrogén-karbonátos vizek az uralkodóak. A löszös területekre a magnézium-hidrogén-karbonátos vizek a jellemzők.

A Tisza-völgyben ismét nátriumos vizek találhatók, míg Szolnok környékén a nátrium-szulfátos vizek a jellemzőek. Innen D-re már inkább nátrium-hidrogén-karbonátosak a vizek.

A Tiszántúl nagy részére a nátrium-hidrogén-karbonátos, kisebb mértékben a nátrium-szulfátos vizek jelenléte a jellemző. A Kőrösök völgyében és a román határ mentén viszont nátrium-hidrogén-karbonátos vizek vannak.

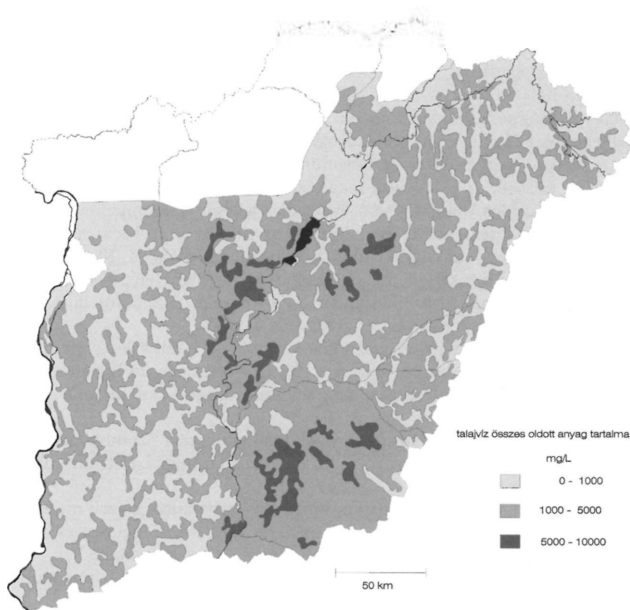
A Nyírség, a Szatmár-Beregi síkság és a Bodroghöz vizei nátrium-hidrogén-karbonátosak.

### A talajvíz összes oldott anyag tartalma

A talajvizek összes oldott anyag tartalmát 500, 1000, 5000 és 10 000 mg/l-es határokkal ábrázoljuk (KUTI et al. 1981). A térképet megfigyelve megállapíthatjuk, hogy a tájra jellemző előfordulás itt is megkülönböztethető (4. ábra).

A Duna-Tisza közti hátság, az É-Alföld, a Nyírség, a Szatmár-Beregi síkság és a Bodroghöz jelentős részén az 1000 mg/l alatti összes oldott anyag tartalom a jellemző. Kisebb-nagyobb foltokban a sótartalom értéke az 500 mg/l-t sem éri el. Másutt, különösen a dombok, buckák közötti laposokban az 1000 mg/l-t jóval meghaladó, gyakran 5000 mg/l fölötti értékek mérhetők.

A Duna- és a Tisza-völgyre, a Tiszántúl jelentős részére, valamint a Szamos és a Kraszna vidékére az 1000 mg/l-t meghaladó összsótartalom előfordulása a jellemző. Gyakori az 5000, de helyenként a 10 000 mg/l-t is meghaladó oldott anyag tartalom, mely a Dél-Alföldön nagyobb, másutt kisebb foltokban fordul elő.



4. ábra. A talajvíz összes oldott anyag tartalma

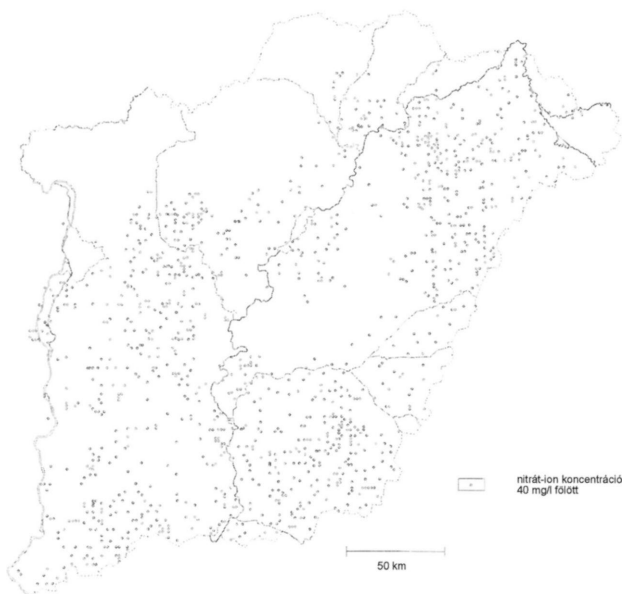
Fig. 4 Total soluble salt concentration of groundwater

#### A talajvíz nitrát-ion tartama

Nagy nitrát koncentrációt a talajvízben a települések alatt, illetve a települések környezetében, valamint tanyák, majorságok, istállók, állattartó telepek, egyéb gazdasági épületek, illetve trágyatároló helyek alatt és közvetlen környezetükben mértünk (5. ábra).

Mindebből következik, hogy a talajvíz nitrát szennyeződésének fő oka az Alföldön a csatornázottság hiánya. Ennek következtében a legtöbb helyen a szennyvizeket elszikkasztják, s azok így közvetlenül szennyezik a talajvizet. A nem megfelelően kiépített és kezelt trágyadepóniák, hulladéklerakó telepek, hasonlóképpen, pontszerű szennyező forrásként szennyezik a talajvizet (KUTI & KERÉK 1998).





5. ábra. A talajvíz nitrát-ion tartalma

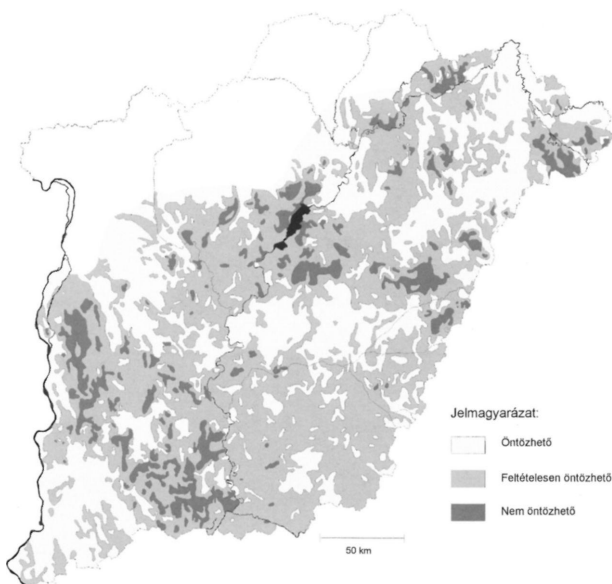
Fig. 5 Nitrate-ion content of groundwater

### Az öntözhetőség földtani feltételei

A térkép szerkesztésénél a 0–1 m, az 1–2 m és a 2–4 méter közötti talajvízmélység intervallumokat illetve a 4 méternél mélyebb talajvízmélységet, a 0–500, 500–1000 mg/l közötti és az 1000 mg/l-nél nagyobb összes oldott anyag tartalmat, továbbá a talajvízszint fölött található üledéktípusokat (homok, kőzetliszt, agyag) vettük figyelembe (KUTI & MIKÓ 1989, KUTI & KERÉK 1998). E három geológiai elem kombinációjából állapítottuk meg, hogy egy területen a földtani adottságok megengedik-e az öntözést, feltételekhez kötik, vagy tiltják (6. ábra).

A térkép segítségével megállapíthattuk, hogy az Alföld területének több mint a felén vannak földtani okok alapján csak feltételesen öntözhető, vagy nem öntözhető területek. Ezek általában a folyóvízi üledékekből fölépülő, mélyebben fekvő térségek, illetve az eolikus területeken a dombok közötti laposok.

A magasabban fekvő részeken, az eolikus üledékekből felépített dombok vidékén, illetve a hegylábperemeken öntözést kizáró földtani tényezők nincsenek, viszont itt nincs elegendő víz az öntözéshez.

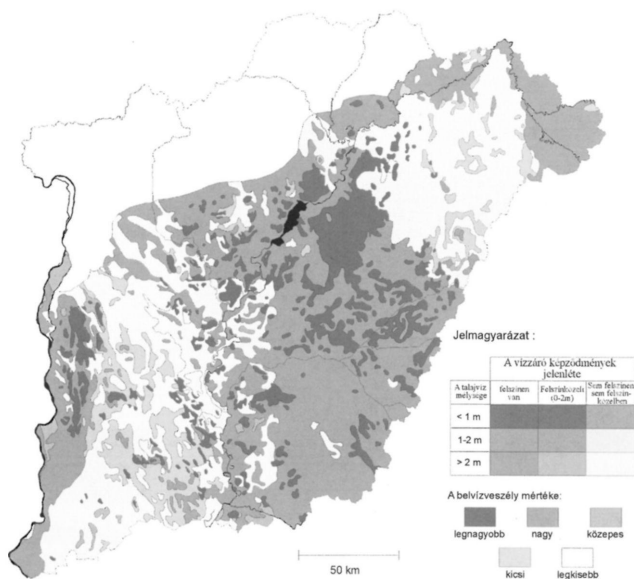


6. ábra. Az öntözhetőség mértéke a földtani adottság függvényében

Fig. 6 Irrigableness depending on geological significances

### A belvízelőntés földtani okai

A belvízveszély földtani tényezőkön alapuló prognosztizálására szolgáló térképet, a felszíni képződmények vízáteresztő képességének, a talajvíz felszín alatti mélységének, a felszín alatt kis mélységben települő vízzáró képződmények jelenlétének figyelembe vételével szerkesztettük (KUTI et al. 1989, KUTI & KERÉK 1998). Vízzárónak tekintjük azokat a képződményeket, amelyekben a 0,02 mm átmérő alatti szemcsefrakció aránya meghaladja a 60%-ot. Hasonlóan vízzárónak tekintjük a felszíni mésziszapot és a szikes képződményeket is. A belvízveszély mértékének megítélésénél a felszíni vízzáró rétegek jelenlétét döntő súllyal vesszük figyelembe. Felszín közeli vízzáró képződményeknek azokat a felszín alatt 2,0 m mélységig található üledékeket tekintjük, melyekben a 0,02 mm átmérő alatti frakció mennyisége több mint 60%, valamint az ugyan-ezen mélységben található felszín alatti mészsakkumulációs szintet és mészkópadot, továbbá az eltemetett talajszinteket. A talajvizet mélysége alapján felszín közeli (0,0–1,0 m), kis mélységben lévő (1,0–2,0 m), és 2,0 m-nél mélyebben lévő kategóriákra osztva vesszük figyelembe.



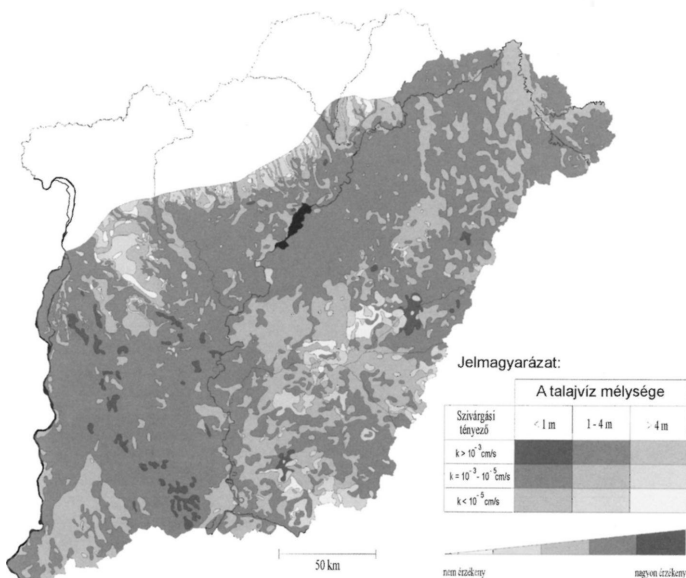
7. ábra. A belvízelöntés földtani okai

Fig. 7 Geological reasons for excess water inundation

A térkép szerint az Alföld nagyobb részén földtani okokból fennáll a belvíz veszélye, ugyanis nemcsak az alacsonyabb tengerszint feletti magasságon lévő folyóvízi területek veszélyeztetettek, hanem a hegylábi területek és a dombok közötti laposok is (7. ábra).

### A területek szennyeződés-érzékenysége földtani okok alapján

A területek szennyeződés-érzékenysége prognosztizálását a képződmények áteresztőképessége és a talajvíz mélységének kombinációja alapján kíséreltük meg. Térképünk alapjául a KASSAI M. és munkatársai által szerkesztett, a MÁFI-ban 1988-ban kiadott, 1:500 000-es méretarányú Magyarország szennyeződés-érzékenységi térképét vettük. E térkép a hulladékelhelyezés szempontjából minősítette a területeket, a felszíni-felszínközeli képződmények áteresztő képessége alapján (KASSAI & SOÓS J-né 1977). A térkép szerkesztői az áteresztő képességet a képződmények szivárgási tényezője (K tényező) alapján állapították



8. ábra. A különböző szennyeződéserősségű területek eloszlása

Fig. 8 Distribution of different pollution-sensitivity areas

meg  $K > 10^{-3}$  cm/sec (erősen érzékeny),  $K = 10^{-3} - 10^{-5}$  cm/sec (kevésbé érzékeny) és  $K < 10^{-5}$  cm/sec (nem érzékeny) határértékeket véve.

E térképpel kombináltuk össze a talajvíz felszín alatti mélységének térképét, ahol az általunk szerkesztett 1:500 000-es méretarányú térképről levettük az 1 és a 4 méteres izovonalakkal határolt foltokat (KUTI & KERÉK 1998).

Elgondolásunk lényege az volt, hogy feltételeztük: egy területen minél rosszabb vízáteresztő képességű üledékek vannak és minél mélyebben van a talajvíz, az annál kevésbé érzékeny a szennyeződésre. Az így kialakított jelkulcsunk öt érzékenységi fokozatot tartalmaz, a nem érzékenytől a nagyon érzékenyig.

Az így megszerkesztett térképünk sokkal árnyaltabb képet mutat az eredetinél. Karakteresen kijönnek rajta a szennyeződésre legérzékenyebb területek, pl. Duna-Tisza közti hátság, a Maros-hordalékkúp vagy a Körös vidék egyes részei. Megnagyobbodnak a nem érzékeny foltok, és kirajzolódnak a különböző fokozatú érzékenyebb vagy kevésbé érzékeny területek.

### Következtetések

A poszteren és jelen dolgozatunkban csak néhány példát mutattunk be, hogy egy síkvidéki térképezés adatállományát miképpen lehet a környezetvédelem szolgálatába állítani. Még számtalan kérdés megoldását kell elvégeznünk az új problémák megoldásán folyamatosan dolgozunk, s eredményeinket rendszeresen tárjuk a szakértő fórumok elé.

### Irodalom– References

- KASSAI M. & SOÓS J.-né. 1977: A felszíni szennyeződés érzékenységi térkép, mint tervezési alaptérkép. – *MÁFI Évi Jelentés az 1977. évről*, 409–412.
- KUTI L. 1978: Talajvíztípusok a dabasi térképlapon. – *MÁFI Évi Jelentés az 1975. évről*, 127–136.
- KUTI, L. & KERÉK, B. 1998: The Environmental Geological Maps of the Great Hungarian Plain – *Bulletin of the Second Hungarian–Egyptian Conference on Environment*
- KUTI L. & MIKÓ L. 1989: Öntözésre alkalmas területek vízföldtani kritériumai az Alföld ÉK-i részén. – Az MHI VIII. országos vándorgyűlésének kiadványa, 114–124.
- KUTI L., KÓRÖSSY L. & SZEPESHÁZY K. 1981: Az Alföld földtani atlasza. Kecskemét. – MÁFI, Budapest.
- KUTI L., MIKÓ L. & GECSEI É. 1989: A belvizesedés kialakulásának magyarázata az Alföld ÉK-i részén. – Az MHI VIII. országos vándorgyűlésének kiadványa, 125–130.
- PRIKLONSKIJ, V. A. & LAPTEV, F. F. 1952: Felszín alatti vizek fizikai tulajdonságai és kémiai összetétele. – Közlekedési kiadó, Budapest, 191 p.
- RÓNAI A. 1985: A Alföld negyedidőszaki földtana – *Geologica Hungarica, Series Geologica* 21, Budapest, 446 p



# Ökogeológiai vizsgálatok a Bugaci mintaterületen

## *Ecogeological research on the Bugac model area*

KERÉK Barbara<sup>1</sup> – KUTI László<sup>1</sup>

(2 ábra)

*Tárgyszavak: ökogeológia, Alföld, Bugac, savanyodás*

*Keywords: ecogeology, Great Hungarian Plain, Bugac, acidification*

### Abstract

A deeper knowledge of our environment has always been very important, but while earlier the aim was the most effective utilisation of the natural resources, in the past decades people have also insisted on conservation of natural goods. Parallel to the development of technology it is necessary to take environmental protection into consideration. The task of ecology is to research those phenomena and processes which really cause the spatial-time quantitative distribution and behaviour of populations and their communities. How is it connected to geology? Populations and their communities are not isolated but closely connected to the elements of the inanimate environment (i.e. air, water, soil and, indirectly, to the geological medium) and to each other too. The grain-composition, the permeability, the solidity and the carbonate content of geological materials, ascertained during the sedimentary analysis, affect the evolving or extant soil quality. The water-system of the soil is strongly influenced by geology, not to mention the nutrition supply. All these factors listed above have an effect on, or even determine the settlement of plants, animals and microorganisms. The task of ecogeology is to research those geological parameters that affect the spatial-time quantitative distribution and behaviour of living creatures. With the help of such research, geological knowledge can be better integrated into sciences which deal with the living part of the environment.

### Összefoglalás

Környezetünk megismerése mindig is nagyon fontos volt, de míg korábban a természeti javak minél hatékonyabb kiaknázása volt a cél, az utóbbi évtizedekben a megőrzésre is egyre nagyobb súlyt fektetünk. A technika és technológia fejlődésével párhuzamosan mind több figyelmet kell fordítani természetes környezetünk megóvására. Az ökológia feladata azoknak a jelenségeknek és folyamatoknak a kutatása, amelyek a populációk és közösségek tér-időbeni mennyiségi eloszlását és viselkedését ténylegesen okozzák (rövidített definíció, az MTA Ökológiai Bizottságának állásfoglalása alapján, az ökológia fogalmáról 1987). Hogyan kapcsolódik ez a geológiához? A populációk és közösségek nem elszigetelten élnek, hanem szoros kapcsolatban állnak az élettelen környezet elemeivel (levegő, víz, talaj és jellemzően közvetve a földtani közeg) és egymással is. A szedimentológiai vizsgálatok során megállapítható szemcseösszetétel, áteresztőképesség, kötöttség és karbonát tartalom mind befolyásolja a kialakuló vagy már meglévő talajréteg tulajdonságait. A talaj vízháztartása is erős földtani befolyás alatt áll, a tápanyag-ellátottságról nem is beszélve. A felsorolt tényezők pedig mind hatnak, sőt meghatározhatják a meglepedő növények, állatok és mikroorganizmusok körét. Az ökogeológia feladata azoknak a geológiai paramétereknek a vizsgálata, amelyek befolyásolják az élőlények tér-időbeni mennyiségi eloszlását és viselkedését. Segítségével a földtani ismeretek jobban integrálhatók az élő környezettel foglalkozó tudományokkal.

<sup>1</sup> Magyar Állami Földtani Intézet 1143 Budapest, Stefánia út 14.

## Bevezetés

A természetben zajló folyamatok nem elszigetelten fordulnak elő, bonyolult összefüggés-hálózat szerint működnek. Ebből következik, hogy teljességükben nem vizsgálhatók, de törekedni kell a mind sokoldalúbb megközelítésre. Korunk tudományos kihívásainak önmagukban az egyes tudományágak egyre kevésbé képesek megfelelni. Szükség van interdiszciplináris megközelítési módokra, hogy képesek legyünk a körülöttünk lévő világ teljesebb megismerésére. Jelen cikk a geológia és az ökológia határterületeit vizsgálja.

A geológia általános megfogalmazásban a földkéreg kutatásával foglalkozik. Az agrogeológia már szorosan kapcsolható a talajtanhoz, mivel fő kutatási területe a talaj-alapkőzet-talajvíz rendszer vizsgálata. Az öko-geológia feladata pedig (kihasználva az élőlények és környezetük közti kölcsönhatást) azon földtani tényezők vizsgálata lenne, amelyek kiemelkedő fontosságúak egy biotop (élőhely) kialakulása és jellemzése szempontjából, hiszen ezen tényezők szabják meg az ott megtelepedő biocénózis (életközösség) felépítését és működését.

## Öko-geológia

Előjáróban néhány ökológiai fogalmat kell röviden áttekinteni, ami az öko-geológia feladatainak pontosabb értelmezéséhez nélkülözhetetlen. Az általános indikátorelv megfogalmazza, hogy a Természet állandóan jeleket ad le, jelez. Minden igazán lényeges ökológiai hatás „jelenti magát” az észleleteinkben, mindabban, amit a természetben ténylegesen megfigyelhetünk (JUHÁSZ-NAGY 1984). A jel mindig valamilyen elem. Az élővilág elemei a populációk, amelyek csoportosulása és eloszlása jellemző. Ez a szerkezet, vagy mintázat. Mondhatjuk, hogy a vadvirágos tarka rét valamilyen mozaik, ami különböző jellegű és nagyságú „foltokból” tevődik össze. Ha ezt a rétet valamilyen perturbáció éri, például tüllegettetés vagy a talajvíz szintjének mélyre süllyedése, akkor azt tapasztaljuk, hogy a legüdébb foltok összezsugorodnak, a szárazabb, igénytelenebb foltok viszont kiterjeszkednek (JUHÁSZ-NAGY & ZSOLNAI 1992). A növényzet tehát jelzi az életfeltételekben bekövetkező változásokat, ami számunkra akkor érdekes, ha földtani változásról van szó. Ezek elkülönítése a kutatás egyik lehetséges iránya.

A mintázat változhat térben és időben is, ezért beszélünk tér-idő mintázatról (JUHÁSZ-NAGY 1993). Ezek kialakulását kutatja az ökológia. A tér-idő mintázat kialakításában részt vesznek abiogén és biogén tényezők is. Az abiogén tényezők közé tartozik a földtani környezet is. Tehát az öko-geológia egyik feladata, hogy felfedje azokat a földtani környezeti viszonyokat, amelyek hatnak az élőlények előfordulásának tér-idő mintázatára.

Elsősorban a növények alkalmasak a kezdeti vizsgálatok elvégzésére, mivel helyhez kötött életmódjuk miatt szoros kapcsolatban állnak a talajjal és közvetve az alapkőzettel. Az öko-geológia másik feladata az általános indikátorelvet figyelembe véve feltárni a kapcsolatot a földtani környezet és a terület növényzete között az élőhelytípusokat felhasználva. Ehhez a munkához természetesen botanikusok segítségére is szükség van.



A növényökológia egyik alapelve, a termőhely legjobb jelzői maguk a növények, illetve a belőlük felépülő növényzet (SIMON & SEREGÉLYES 1998). A növények képesek megmutatni termőhelyük tulajdonságait, mivel az adott alapkőzet, talaj és vízháztartási viszonyok (kiegészülve természetesen az éghajlattal, domborzattal és más tényezőkkel) meghatározzák az ott megtelepedő élőlények, így a növények tulajdonságait is. Ez az ismeret „felhasználhatóvá” teszi a vegetációt, például agrogeológiai térképezés céljaira is. Fúrásháló segítségével csak pontszerű információhoz jutunk és ezt egészítjük ki terepbejárással és szakmai tapasztalattal, hogy az egész területre kiterjedő térképet rajzolhassunk. A növényzet segíthetne a felszíni összlet kőzetkifejlődésének területi pontosításában, mivel az azonos, vagy hasonló vegetáció azonos, vagy hasonló talaj- és alapkőzet viszonyokat feltételez. A fúrásminták anyagvizsgálatából nyert információkat (természetesen csak a növényeket befolyásoló mélységig) ki lehet terjeszteni az ott tipikus vegetáció elterjedéséig. Ennek a feltételezésnek az igazolására vizsgálatainkat a Bugaci mintaterületen kezdtük el, de a későbbiekben több területet is szeretnénk bevonni a kutatásba.

Az eddig ismertetett elvek a természetes növénytakaróra vonatkoznak, a mezőgazdaságilag művelt területek más kategóriába tartoznak. A kultúrnövényeknek is van termőhely igénye és jellemzőek a terület talaj és nedvesség viszonyaira, de ezeket a körülményeket az emberi tevékenység jelentősen módosítja. A mezőgazdasági művelés, a talajgazdálkodás és a növényvédelem megváltoztatja a természetes viszonyokat (szerkezet, vízháztartás, kémhatás, elemháztartás, szervesanyag-tartalom stb.), így a talajképző kőzet meghatározó szerepe is csökken. Ebben az esetben viszont a földtani ismeret (agrogeológia és ökogeológia) segíthet a növénytermesztésben. A talaj-alapkőzet-talajvíz rendszer pontosabb ismerete, azon belül is a növények számára kiemelt fontosságú talaj-alapkőzet-talajvíz tulajdonságok meghatározása, lehetővé teszi a környezet-kímélő, természeti adottságokhoz alkalmazkodó, ésszerű mezőgazdasági termelést. Különbséget tudunk tenni például a természetben törvényszerűen bekövetkező és az emberi tevékenységhez köthető változások között (pl. savanyodott talaj savanyú alapkőzeten természetes folyamatok eredménye, míg semleges vagy bázikus alapkőzeten antropogén hatás), így az esetleg szükséges rehabilitáció is jobban tervezhető.

Nem egy régen indult kutatásról van szó. Az első lépéseket a kiskőrösi agrogeológiai térképlap területe savanyodás-érzékenységeinek és biotóp típusainak vizsgálata jelentette (KERÉK 2000). A későbbiekben világossá vált, hogy a vizsgálat módszereit kisebb területen lehet csak kidolgozni, így esett a választás a Bugaci mintaterületre (a kiskőrösi lap magába foglalja az említett mintaterületet, mely Bugac községtől DNy-ra fekszik). A 49 km<sup>2</sup>-es területet 90, tíz méteres sekélyfúrással tártuk fel, meghatározott fúrásháló mentén (a mintaterület szélein 1 km a fúrástávolság, míg a közepén 0,5 km-re sűrítettük). A részletes mintázást laboratóriumi vizsgálat követte, majd az eredményeket különböző térképek és földtani szelvények szerkesztéséhez használtuk fel (a felszín földtana, a tíz méteres összlet kőzetkifejlődési térképe, talajvízmélység a felszín alatt, elemeloszlás térképek, kalcit és dolomit eloszlás, áteresztőképesség stb.). A mintaterületen elkezdett ökogeológiai kutatás során olyan bekövetkező

változások lehetőségét vizsgáljuk a felszíni, felszín-közei képződményekben, amelyek hatással lehetnek a növényzetre.

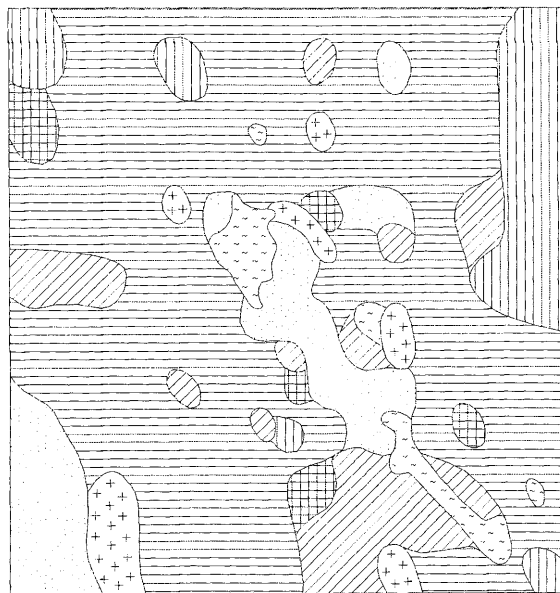
### A savanyodás lehetséges előfordulása a Bugaci mintaterületen

A savanyodás az egyike a bekövetkező változásoknak. Az edafikus tényezők (MOSER & PÁLMAI 1992) megváltozása, például a talaj kémhatásának csökkenése, maga után vonja mindazon tényezők változását, amelyek közvetlen vagy közvetett kapcsolatban állnak a vizsgált rendszerrel. A savanyodás lehetséges előfordulása térképét a felszínközeli képződmények kalcium-karbonát tartalmából vezettük le, mivel a savanyodás ellen ható pufferkapacitást elsősorban a karbonáttartalom befolyásolja a vizsgált területen. A meghatározó egyéb tényezők – humusztartalom és agyagásvány mennyiség és minőség (STEFANOVITS 1990) – a vizsgálat szempontjából kevésbé használhatóak, mivel az agyagtartalom jellemzően alacsony a mintaterületen, a humusz mennyisége viszont gyorsan csökken a mélységgel, nehezítve az alapkőzettel érintkező rétegek vizsgálatát.

A kitüntetett mélységekben (0,5, 1 és 1,5 méter) mért  $\text{CaCO}_3$  mennyisége alapján három kategóriába soroltuk: nagyon alacsony ( $< 5\%$ ), közepes ( $5\text{--}30\%$ ) és magas ( $> 30\%$ ). Majd attól függően, hogy a különböző mésztartalmú rétegek hogyan helyezkednek el egymáshoz viszonyítva, hét kategóriát alkottunk: alacsony karbonát tartalmú (savanyú földtani közeg), csökkent karbonát tartalmú (savanyodott földtani közeg), csökkenő karbonát tartalmú (savanyodó földtani közeg), mélyben alacsony karbonát tartalmú (mélyben savanyú földtani közeg), felszíni mészakumulációs, mélységi mészakumulációs és nem savanyú területek (1. ábra). Ezekben az esetekben a savanyú jelző olyan földtani közeget jelent, melynek karbonát tartalma nagyon csekély ( $5\%$  alatti).

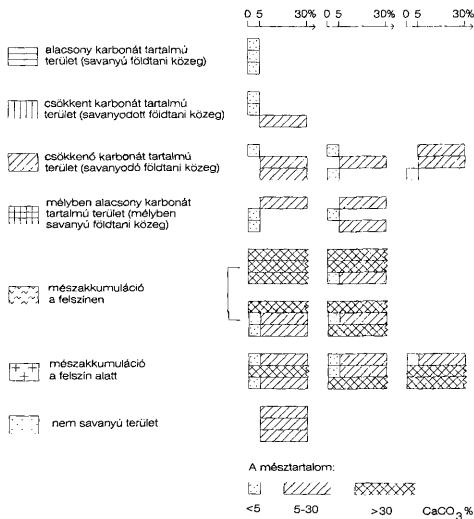
Ha a savanyodás érzékenysége és a  $\text{CaCO}_3$ -tartalom között keresünk összefüggést, megállapíthatjuk, hogy általánosságban minél több a karbonát, annál kevésbé érzékeny a terület. Ennek oka, hogy tovább tart a puffer kapacitás kimerülése és a folyamatos sav semlegesítés miatt pH csökkenés nem, vagy csak jóval kisebb mértékben történhet. Az is igaz viszont, hogy a karbonáttartalom is folyamatosan csökken eközben és ez is változást eredményez (víz és  $\text{CO}_2$  keletkezik, valamint nőhet a talajvíz Ca-ion tartalma). Ez a logika megkérdőjelezhető az alacsony karbonát tartalmú homokok esetében (savanyú földtani közeg), mivel a néhány százalékos karbonáttartalom eltűnése után nincs más alkotó, ami reakcióba léphetne a savanyító komponenssel. Ebben az esetben a savanyodás a talajvízben észlelhető, ha az elég közel van a felszínhez és közvetlen kapcsolatba kerülhet a beszivárgó vizekkel (csapadék vagy öntözővíz). A növényzetre ilyenkor is hatással lehet a pH-csökkenés, de ennek bizonyítása további vizsgálatokat igényel.

Ezen ismeretek birtokában arra a következtetésre jutottunk, hogy a savanyodás-érzékenység megállapítása nem jelenthet mechanikus besorolást, szükség van a szakember egyéni tapasztalatára és döntéskészségére. Ez érvényes a hét savanyodási kategóriába való besorolásra is. Nem elegendő csak a karbonát-százalékokat és az elhelyezkedésüket figyelembe venni, bizonyos esetekben



1 km

# Jelmagyarázat:



1. ábra. A savanyodás lehetséges előfordulása (a felszínközei összet CaCO<sub>3</sub> tartalma alapján)

Fig. 1 Possible occurrence of acidification (based on the CaCO<sub>3</sub> content)

szükséges az egyéni mérlegelés és átsorolás (pl. ha tizedszázalékos a kategória-határ átlépése, vagy ha a karbonáttartalom 5 és 30% között van ugyan mind-három mélységben, de a felszín felé csökkenést mutat — savanyodó földtani közeg, nem savanyú földtani közeg helyett).

Az egyes kategóriákat a térképen sraffozással, területfoltosan ábrázoltuk. A térkép jelkulcsában az egyes kategóriákhoz tartozó sraffkód mellett feltüntettük a mésztartalom vertikális tagolódása alapján jellemző szelvény típusokat is

### Következtetés

A kutatás ezen kezdeti szakaszában az alapelvek lefektetésére van szükség. Meg kell fogalmazni azokat a kérdéseket, amelyekre ennek az új tudományágnak a segítségével szeretnénk válasz kapni. Keressük továbbá az együttműködés lehetőségét más tudományterületek képviselőivel, egymás munkájának jobb megismerése és közös eredmények felmutatása érdekében.

### Köszönetnyilvánítás

Munkánkat a T 25970 számú OTKA pályázat támogatta, segítségüket köszönjük.

### Irodalom– References

- JUHÁSZ-NAGY P. 1984: Beszélgetések az ökológiáról. – Mezőgazdasági Kiadó, Budapest, 57 p.
- JUHÁSZ-NAGY P. 1993: Természet és ember. – Gondolat, Budapest, 115 p.
- JUHÁSZ-NAGY P. & ZSOLNAI L. 1992: Az ökológia reménytelen reménye. – Humánökológia sorozat, ELTE TTK, Budapest, 42 p.
- KERÉK B. 2000: Ökogeológiai vizsgálatok a Duna-Tisza közí hátság nyugati peremén. – *Földtani Közöly* 130/4, 611–622.
- Az MTA Ökológiai Bizottságának állásfoglalása néhány fogalom definíciójáról 1987: Álljunk meg néhány szóra.... – *Magyar Tudomány* 32/9, 894–897.
- MOSER M. & PÁLMAI Gy. 1992: A környezetvédelem alapjai. – Tankönyvkiadó, Budapest, 111–120.
- SIMON T. & SEREGÉLYES T. 1998: Növényismeret. – Nemzeti Tankönyvkiadó, Budapest, p. 11..
- STEFANOVITS P. 1990: A talajok savanyodásának okai. – Környezetünk savanyodása c. országos konferencia, IV. szekció, Talaj.

## A talajvíztükör mélységeinek változása a Duna–Tisza közti hátságon

*Change of the groundwater level on the Danube–Tisza Hilly Region*

KUTI László<sup>1</sup> – VATAI József<sup>1</sup> – MÜLLER Tamás<sup>1</sup> – KERÉK Barbara<sup>1</sup>

(6 ábra)

*Tárgyszavak:* talajvíz, Alföld, Duna–Tisza közti hátság

*Keywords:* groundwater, Danube–Tisza Hilly Region, Great Hungarian Plain

### Abstract

The area surveyed in this study is the Danube–Tisza Hilly Region. The change of the groundwater-level was analysed, comparing three mapping courses in the Great Hungarian Plain, completed from 1950 to 1998 at the Geological Institute of Hungary. The groundwater mapping led by A. RÓNAI was finished in 1960 and besides the borehole deepening, the groundwater-level in the wells was also measured. The complex 1:100 000 scale geological mapping of the Great Hungarian Plain was performed between 1964 and 1985 under the leadership of A. RÓNAI and L. KUTI. In the shallow boreholes of maximum 10 m depth, the depth of the groundwater was measured and maps were created based on the data received. The third mapping course focused on the still existing groundwater-wells started in 1996 and the groundwater-level was measured. The result of the comparison is that groundwater found deeper than 6–10 m is situated the same places as before, but the size of the patches has changed. The biggest change was realised in the groundwater level of the area characterised by groundwater at depths of between 2–4 metres. The area-size characterised by shallow groundwater levels first increased, then decreased; the coverage of the areas with deeper groundwater changed in a reverse way. The obvious observation of the mapping is that the future possibilities of measuring the groundwater using the same process is very small since the number of wells being bored is being reduced rapidly. The indications resulting from a comparison of the maps are that, during the analyses of the vertical flow of the groundwater, the local connections, the geology, the hydrogeology and the hydrology of the areas have to be taken into consideration more seriously than before.

### Összefoglalás

A talajvíz változását vizsgáltuk a Duna–Tisza közti hátságon, összehasonlítva a Magyar Állami Földtani Intézetben 1950 és 1998 között elvégzett három Alföld térképezés eredményeit. A RÓNAI-féle talajvíz térképezés 1960-ban fejeződött be és a fúrások lemélyítése mellett, kutakban is mérték a talajvíz szintjét. Az Alföld komplex földtani térképezésére 1964–85 között került sor RÓNAI A. és KUTI L. vezetésével. Ekkor a maximum tíz méteres sekélyfúrásokban mérték a talajvíz szintjét és térképek készültek a kapott adatokból. A harmadik térképezés KUTI L. vezetésével 1996-ban kezdődött és a célul tűzte ki a területen még létező kutak vízmélységének megmérését. Az összehasonlítás eredményeként elmondható, hogy a 6–10 méternél mélyebb vízü területek ma is ott vannak, ahol korábban voltak, csak kiterjedésük változott. A vízmélységben a legnagyobb változás a 2–4 méter közötti tartományban következett be. Előbb nőtt, majd csökkent a sekélyebb vízü területek nagysága, s ezzel ellentétesen mozgott a mélyebb vízü területek kiterjedése. Az térképezés egyértelmű tapasztalata, hogy az e fajta vízmérések lehetősége a jövőben erősen csökken, mert az ásott kutak száma rohamosan fogy. A térképek összehasonlításának tapasztalata, hogy a talajvíz vertikális irányú mozgásának vizsgálata során a korabbinál sokkal hangsúlyozottabban kell a lokális összefüggésekre, a kistájak geológiai, hidrogeológiai és hidrológiai sajátosságaira koncentrálni.

<sup>1</sup> Magyar Állami Földtani Intézet, H-1143 Budapest Stefánia út 14.

## Bevezetés

1996-ban a Környezetvédelmi és Területfejlesztési Minisztérium felkérte a Magyar Állami Földtani Intézetet, hogy állapítsa meg és ábrázolja térképen az Alföld egyik legkritikusabb talajvízháztartású területén, a Duna–Tisza közti hátságon a talajvíztükör aktuális felszín alatti mélységét.

A feladat sikeres teljesítése után szinte természetesen jött a következő évek felkérése, mikor is 1997-ben az Észak-Alföld és a Maros hordalékkúp, 1998-ban pedig az Északkelet-Alföld talajvízmélységének megállapítására kaptunk megbízást. Sajnos 1999-ben megbízónk elállt a munka folytatásától. Így az Alföld talajvíz helyzetének legújabb állapotát bemutató térkép egyelőre torzó maradt, bár szükség volna a befejezésére, és keressük is a lehetőséget a folytatásra.

A három év alatt fölvelt területek (Duna–Tisza közti hátság, Maros hordalékkúp, Észak-Alföld, illetve ÉK-Alföld) térképei ugyanakkor összevethetők a korábban elkészültekkel, s alkalmasak különféle következtetések levonására az alföldi talajvíztükör mélységének változásával, illetve a változások területi eloszlásával kapcsolatban.

Munkánkat megelőzően a Magyar Állami Földtani Intézetben az Alföld talajvizének mélységéről a jelenlegit megelőzően két részletes felvétel szerinti térkép készült: a RÓNAI-féle talajvíz térkép az 1950-es években, és az Alföld földtani atlasza sorozat talajvíz térképei az 1964–85 közötti időszakban.

Jelen cikkünkben e három térképezés Duna–Tisza közti hátságot lefedő térképeit tanulmányozzuk, hasonlítjuk össze, s e térképek segítségével kívánjuk bemutatni a térképezések által érintett időszakban a talajvíztükör felszín alatti mélységének változását. Fontosnak tartjuk, de a cikk terjedelmi korlátai miatt most nem térünk ki azon időbeni változások taglalására, melyeket a talajvízszint észlelő törzshálózat részletes feldolgozása adhat. Ezt egy nagyobb szabású munkaként lehetne a témával foglalkozó szakemberek összefogásával elvégezni. Erre egyébként jó például szolgál e térképezési feladat első éve, mikor olyan fontos részletek kutatására is volt lehetőségünk, mint az egyszerű mérések időarányos korrekciója, ami egy újabb továbblépési lehetőséget jelenthet e témával foglalkozók számára.

A cikkben bemutatott térképeinket az eredeti felvételezési adatok alapján szerkesztett kéziratok térképekből állítottuk össze, így magukban hordozzák azokat a hibákat, ami egy elnyújtott fölvételezésből következik, de magukban hordozzák azokat az erényeket is, amelyeket egy sűrű észlelési pontok mentén végzett valódi felvételezés adhat. A felvételezési időből adódó hibák gyakorlatilag csak a harmadik, 1996-ban végzett térképezésre nem jellemzőek. Ugyanis ekkor a felvételezés rövid idő (két hónap) alatt, azonos klímahatásnak kitéve történt.

## A RÓNAI-féle talajvíz térképezés

A MÁFI 1950–55 közötti években újratérképezte az ország síkvidéki területeit, s ezzel párhuzamosan részletes talajvíz észlelést is végeztek részint a térképező fúrásokban mért talajvízszint észlelésével, részint a térképezett területeken az ásott kutak számbavételezésével és mélységük, illetve vízszint-adataik mérésével.

E munka döntő hányada az Alföldre súlyozódott. A munka 1953-ig nagy lendülettel folyt, majd a földtani térképezés lelassulásával egyidőben lelassult, akadozóvá vált, s csak 1960-ban fejeződött be. A síkvidéki térképezéssel 1950–55 között – RÓNAI leírása szerint – évente 12–14 geológus, és kb. háromszor annyi segédmunkás, a kutak számbavételével pedig külön 70–80 segédmunkás foglalkozott (RÓNAI 1956, 1961).

Az észleléssel eltöltött 10 esztendő alatt 768 849 kútban mérték meg az Alföldön a talajvíz mélységét. A mért kutak kb. háromötöde belterületre, míg két ötöde külterületre esett (A mellékelt 1. ábrán jól látható, hogy a mérési pontok, azaz a kutak a településeken a legsűrűbbek).

A Duna–Tisza közí hátság kútjait a térképezés kezdetén 1950-ben és 1951-ben mérték meg (1. ábra). A felvétel két éve közül az elsőben az átlagos talajvízállás kb. egy méterrel volt mélyebb a sokévi átlagnál, s annak ellenére, hogy az 1951-es esztendő csapadékos volt, a kutak vízszintje az évben is maradt a minimális szinten, sőt volt, amelyik csak ebben az évben érte el e minimumot (RÓNAI 1956, 1961).

### A RÓNAI–KUTI-féle komplex Alföld térképezés

A MÁFI Síkvidéki osztályán 1964–85 között végeztük el az Alföld komplex földtani térképezését, melynek során az Alföldet egy másfél kilométeres fúrasközü háló mentén tártuk fel 10 méter mélységű sekélyfúrásokkal úgy, hogy a legtöbb lapon az előre megtervezett hálónak észak-déli és nyugat-keleti irányban egyaránt csak minden harmadik sorába, valamint a két átlóba eső fúrásokat mélyítettük le (RÓNAI 1985). Egy-egy lapot átlagosan 340–350 fúrással tártunk föl, de a munka kezdetekor többek között a Duna–Tisza köze néhány lapját az átlagosnál részletesebben, általában 400–420 fúrással kutattuk meg (2. ábra).

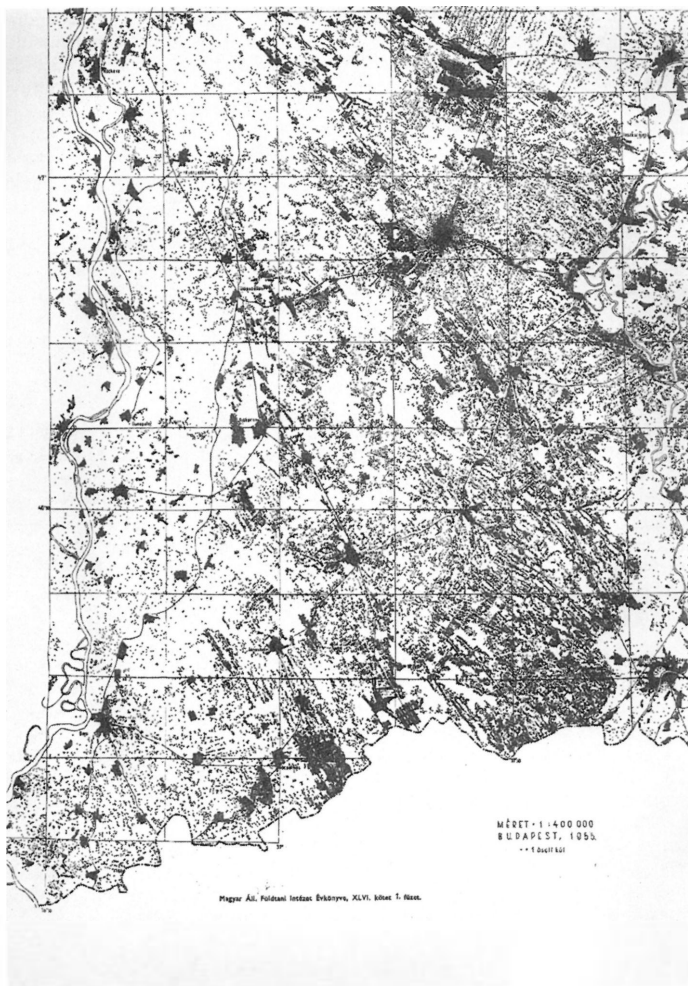
A térképezés során az Alföldön 12 422 db fúrást mélyítettünk le, melyekben minden esetben megmértük a talajvíz szintjét és nyugalmi mélységét. Az utóbbiakból szerkesztett térképek hasonlíthatók össze RÓNAI A. talajvíztérképeivel.

A talajvíz térképeket a felvételezést követően 1:100 000-es szelvények szerint szerkesztettük meg. Majd a külön-külön elkészült térképlapokból 1996-ban montíroztuk össze a hátság területét lefedő talajvízszint térképet „A talajvíztűzkör nyugalmi szintje a felszín alatt” című változatokból. Az eredeti térképeket BÓCZÁN B., JÁNOS E. és KUTI L. szerkesztették.

A Duna–Tisza köze térképezése 1964-ben kezdődött a Tisza menti lapok feltárásával, és a terület nagy részének felfúrása (1970–79 között) egy csapadékos, nedves időszak lecsengő ágára, valamint egy szárazabb időszak felfutó ágára esett.

### Az 1996–1998. évi felvétel

Az Alföld talajvízszint mélységének megállapításához a terület terepi bejárásával fogtunk hozzá. A RÓNAI-féle talajvíz térképezéshez hasonlóan végigjártuk a hátság még létező talajvízkútjait, s megmértük bennük a talajvíz



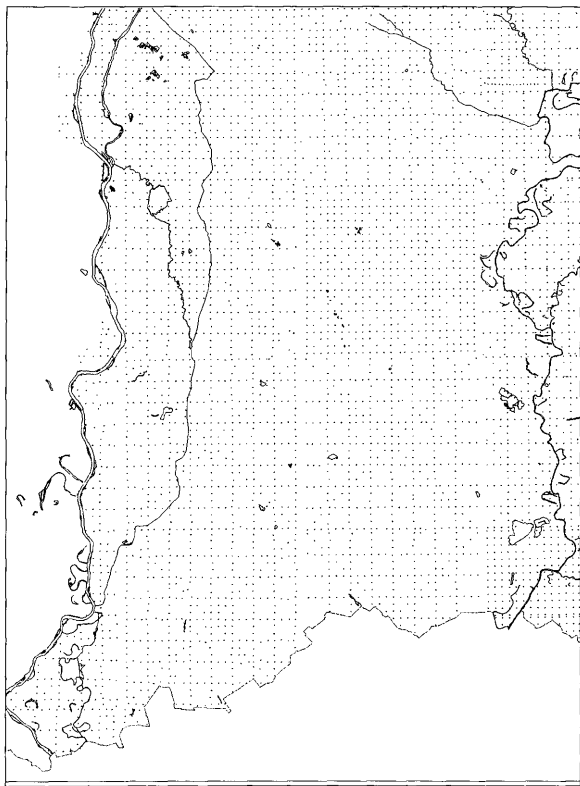
1. ábra. A MÁFI talajvíztérképezése során 1950–1954-ben felvett talajvízkutak

Fig. 1 Groundwater wells measured between 1950–1954 during the groundwater-mapping of the Geological Institute of Hungary



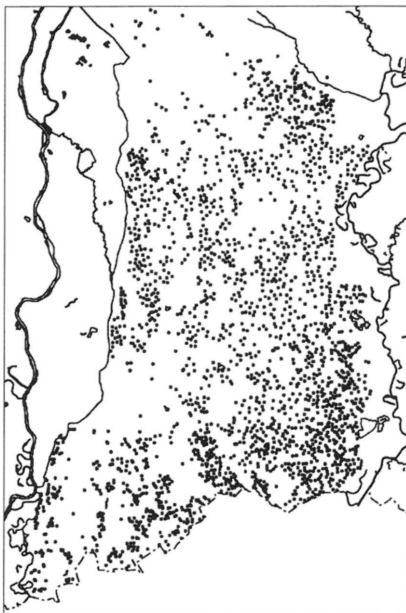
szintjének mélységét. Az induláskor abban bízunk, hogy még mindig fogunk annyi kutat találni, amely elegendő a térkép megszerkesztéséhez.

A kutak felmérését úgy terveztük (és ezt többé-kevésbé sikerült is tartanunk), hogy kb. 1–1,5 km<sup>2</sup>-enként legyen egy mérési adatunk. Ez annyival egyszerűsítette a munkánkat, hogy a közvetlen egymás melletti kutak mindegyikét nem kellett megmérnünk. A munkát a külterületi kutakra koncentráltuk (3. ábra), ugyanis az eltelt 45–46 esztendő alatt a települések olymértékben tértek át a vezetékes ivóvíz ellátásra, hogy a belterületeken a korábban tízezerszám található ásott kutakat felszámolták. Az esetlegesen megmaradt néhány kút felderítése



2. ábra. Az Alföld földtani térképezése során (1964–1985) lemélyült fúrások

Fig. 2 Boreholes deepened during the geological mapping of the Great Hungarian Plain (1964–1985)



3. ábra. Az 1996-ban mért talajvízkutak

Fig. 3 Groundwater wells measured in 1996

pedig a bizonytalanságán túl, hosszú hetekkel meghosszabbította volna a munkánkat.

A méréseket minden évben július végén kezdtük el, és szeptember elején fejeztük be, hogy kb. hasonló klimatikus viszonyok által befolyásolt – gyakorlatilag a nyár végi-ősz eleji legmélyebb – talajvizet tudjunk észlelni.

Az észlelés során minden esetben csak olyan kutakat vizsgáltunk, amelyek mélysége biztos volt, s amelyekről egyértelműen megállapítható volt, hogy talajvíz kutak. A vizet tartalmazó kutakhoz hasonlóan megmértük a területen található kiszáradt kutak mélységét is, ugyanis ezek is fontos információkat szolgáltattak a talajvízmélység megállapításához. Részint azért, mert biztosan feltételezhettük, hogy az adott kútmélységnél mélyebben található a talajvíz, de azt is, hogy valamikor magasabban volt, hiszen biztos, hogy a kutat olyan mélységig ásták, ahonnan vizet tudtak nyerni.

A terepi felvételeket kiegészítettük a területen található VITUKI kutaknak a felvétel idejére eső adataival, így a három vizsgált területről összesen 5982 észlelési pont adata állt a rendelkezésünkre. Ez jóval kisebb volt, mint a RÓNAI-féle felvétel adattömege, de nagyobb, mint az Alföld térképezésé, így egyértelműen elegendő volt az 1:100 000-es méretarányú talajvíztérkép megszerkesztéséhez (KUTI et al. 1996).

A Duna–Tisza közti hátság észlelésének ideje egy száraz időszak után kezdődő nedves időszak első évére esett.

### A talajvíz mélysége a felszín alatt a Duna–Tisza közti hátságon

Térképeinkről egyértelműen megállapítható, hogy a Duna–Tisza közti hátság talajvizének mélysége rendkívül változatos. Egyaránt előfordul 1 méternél sekélyebb, és 10 m-nél is nagyobb mélységben lévő víz. A terület legnagyobb részén 4 méternél kisebb mélységben található talajvizek vannak. A legújabb

térképünk felvételezésekor 4 méternél nem nagyobb mélységű vizet a kutak 75,7%-ában mértünk (az összes mért kút számát 100%-nak véve). A kutak 55,5%-ában van 3 méternél közelebb a felszínhez a vízszint, és 0–2 méter közötti víz pedig a kutak 24,9%-ában található. A felszínhez 1 méternél közelebb lévő vizet a kutak 0,8%-ában mértünk.

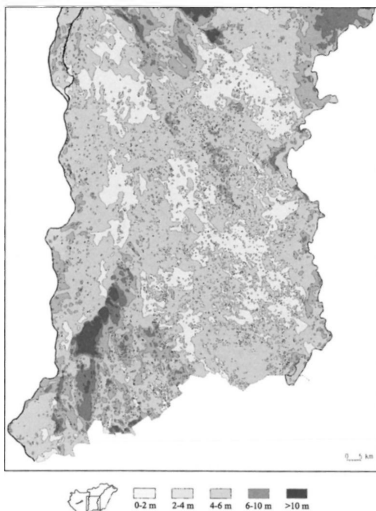
A térképekről azt is leolvashatjuk, hogy mélyebb vízü területek ma is ott vannak, ahol a korábbi térképezések során is mélyebben volt a talajvíz, csak a foltok nagysága növekedett meg. A korábbi térképekkel összehasonlítva a ma látszik, hogy a vízmélységben a legnagyobb változás a 2–4 méter közötti tartományban következett be (4. és 6. ábra).

Összehasonlítva a három térképet látható, hogy a felszínhez 2 méternél közelebbi talajvízszintű területek nagysága az Alföld térképezés során szerkesztett térképen a RÓNAI-féle térképhez képest jelentősen megnőtt, majd az új felvételezés alapján szerkesztett térképen ismét csökkent. S még a RÓNAI-féle térképhez képest is kisebb területet foglalnak el a csekély vízmélységű területek. Ezzel összhangban előbb csökkent, majd nőtt a 2–4 m közötti vízmélységű területek nagysága.

Ez a vízszint növekedés és süllyedés azonban nem egyenletes a hátság területén. Délkeleten például a harmadik térkép is sokkal nagyobb 0–2 m közötti vízszintű területeket jelez, mint amekkorák a RÓNAI-térképezés idején voltak. Északkeleten ugyanakkor az ugyanilyen vízmélységű területek kiterjedése egyértelműen csökken.

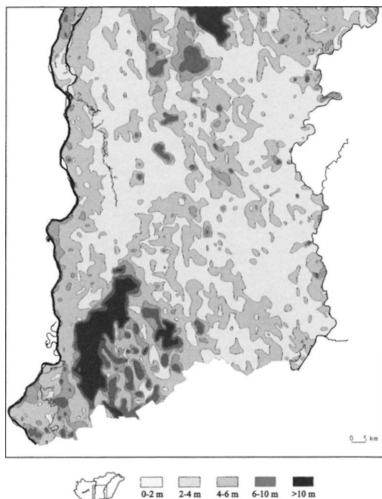
A 6 méternél mélyebben lévő talajvízszintű területek kiterjedése a három térképezés alapján egyértelmű növekedést mutat. Valamelyest nő a 10 méternél mélyebb talajvízszintű területek nagysága is. Ez viszont e területeken egyértelmű talajvízszint csökkenést jelent.

Ez a tendencia látható a Duna-Tisza közti hátság északnyugati részén Inárcs-Kakucs-Csévharaszt-Monori-erdő-Nyáregyháza-Dánszentmiklós-Mikebuda-Pusztavacs-Örkény-Kerekegyháza térségében, ahol nagyobb



4. ábra. A talajvíz szintje a felszín alatt a Duna-Tisza közti hátságon (az 1950–1954-ben felvett adatok alapján)

Fig. 4 Level of groundwater on the Danube-Tisza Hilly Region based on the data received between 1950–1954



5. ábra. A talajvíz szintje a felszín alatt a Duna-Tisza közti hátságon (1964–1985 között lemélyült fúrások alapján)

Fig. 5 Level of groundwater on the Danube-Tisza Hilly Region based on the boreholes deepened between 1964–1985

kutak töredéke található meg és számuk évről évre fogy. A belterületeken gyakorlatilag nincs kút és a külterületen is egyre csökken a számuk. Helyüket átveszik a fúrt csökutak, amelyeknek egészen más a problémájuk, s egészen más gondokat okozhatnak. A meglévő ásott kutak jelentős része már használaton kívül van. Jobb esetben befödve áll az udvaron, de előfordul az is, hogy emésztőt csináltak belőle, vagy szemetet dobnak bele. A tanyák megszűnésével a kutak száma is csökken. Most még találtunk olyan romtanyákat, ahol a kút meg-volt, s a vízmélységet meg tudtuk mérni, de hamarosan ez a lehetőség is megszűnik, a területet hasznosítják és a kutat betömik.

Az év eleji bőségesebb téli csapadék hatására – a helyiek elbeszélése szerint – a kutakban általában magasabban volt a víz, mint a korábbi években. A helybéliek a beszélgetések során általában három okot: a csapadék hiányát, a nyárfások telepítését és a belvízcsatornák létesítését jelölték meg a talajvízszint-süllyedés okaként. Úgy véljük, hogy hátsági talajvízszint süllyedés valós okainak kutatásakor e lakossági megfigyeléseket nem szabad figyelmen kívül hagyni.

A három különböző időszakban készített térkép összehasonlításából arra is következtethettünk, hogy a talajvíz felszín alatti mélysége és vertikális irányú mozgása alapvetően klíma- illetve csapadékfüggő, de számos egyéb tényező is

összefüggő területen található 6 méternél mélyebben a talajvíz, és egyértelműen megnőtt a 10 méter alatti mélységű vizek területe is.

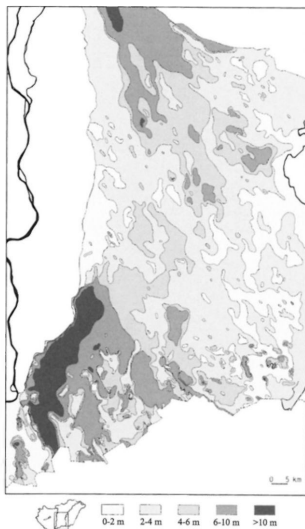
Hasonló a helyzet délnyugaton, ahol az Illancs, illetve a Bácskai löszös hát területén láthatunk a három térképet összehasonlítva növekvő kiterjedésű 6 méternél mélyebb talajvízszintű területeket. A 10 méter alatti talajvízmélységű területek nagysága RÓNAI-féle térképezéshez képest egyértelműen megnövekedett, de a későbbiekben már nem mutat számottevő változást.

### Következtetések

A térképezés egyik alapvető tapasztalata az volt, hogy az 1950-es években készült RÓNAI-féle talajvíz térképezés eredeti formájában megismételhetetlen. Ma már csak a

befolyásolja. Ez pedig a hazai klimatikus viszonyok között (ciklikusan váltakozó nedvesebb, illetve szárazabb időszakok) azt jelenti, hogy éppen úgy fel kell készülnünk a kiszáradás megakadályozására, mint a fölös vizek kezelésére és tárolására.

A három térkép összehasonlítása alapján kapott kép – az hogy a talajvíz emelkedése, illetve süllyedése a Duna–Tisza közí hátságán egyenetlen – a regionális összefüggések vizsgálata mellett a lokalitás fontosságára hívja föl a figyelmet. A következő évek kutatásai során a vízszint vertikális irányú mozgását, annak okait kisebb területekre koncentráltan, az egyes kistájak földtani felépítése és tulajdonságai, hidrogeológiai és hidrológiai viszonyai és sajátosságai, valamint az azokat befolyásoló, befolyásolható tényezők összefüggésében kell kutatnunk, nagymértékben alapozva a létező és működő figyelő hálózat adataira.



6. ábra. A talajvíz szintje a felszín alatt a Duna–Tisza közí hátságán (1996. augusztus–szeptember)

Fig. 6 Level of groundwater on the Danube–Tisza Hilly Region in August–September 1996

## Irodalom – References

- KUTI L., VATAI J., MÜLLER T., KALMÁR J., SZENTPÉTERY I. & BENKŐ L. 1996: A Duna-Tisza közí hátság talajvízmélységének jelen állapot szerinti ábrázolása. – Kézirat. OFG Adattár, 116 p.
- PÉCSI M. (szerk.) 1967: A Dunai Alföld. – Akadémiai Kiadó, Budapest, 358 p.
- RÓNAI A. 1956: A magyar medencék talajvize, az országos talajvíztérképező munka eredményei. – MÁFI Évkönyv 46, 245 p.
- RÓNAI A. 1961: Az Alföld talajvíztérképe. Magyarázó a talajvíztűkör felszínalatti mélységének 1:200 000-es méretű térképéhez. – MÁFI, Budapest, 120 p.
- RÓNAI A. 1985: A Alföld negyedidőszaki földtana. – *Geologica Hungarica, Series Geologica* 21, 446 p.



# A Pannon-medence szeizmicitása

## *Seismicity in the Pannonian Basin*

TÓTH László<sup>1, 2</sup> – MÓNUS Péter<sup>1, 2</sup> – ZSÍROS Tibor<sup>1, 2</sup> – KISZELY Márta<sup>1</sup>

(6 ábra)

*Tárgyszavak: földrengés, szeizmicitás, Pannon-medence*

*Keywords: earthquake, seismicity, Pannonian Basin*

### Abstract

A comprehensive earthquake catalogue has been compiled, listing historical and instrumentally recorded earthquakes throughout the Pannonian Region bounded by 44.0–50.0 N latitude and 13.0–28.0 E longitude. The catalogue contains more than 20,000 events, ranging in date from 456 A.D. to 1998, and is considered to be complete for earthquakes larger than M 6.4 since 1500, for earthquakes larger than M 4.7 since 1800 and for magnitudes greater than M 3.5 since 1880. In combination with the stress data derived from about 200 focal mechanism solutions for individual earthquakes, these data provide a relatively strong basis for evaluating seismic sources and seismotectonic models both within, and surrounding the Pannonian Basin. The most active parts of the area are the Carpathian and Dinaric tectonic belt and the Vrancea region in the Southeast Carpathians. Seismicity in the Pannonian Basin is more moderate compared to the peripheral areas. However, distribution of the total seismic energy release indicates current deformation in the basin area as well. A shallow, hypocentral depth within the top 20 km of the earth's crust is widespread over the entire region, except for the Vrancea zone where intermediate depth seismicity (from 70 to 160 km) is dominant. In the Pannonian Basin area the majority of events occurred between 6 and 15 km. Focal mechanism solutions show that strike-slip and thrust faulting are almost exclusive in the Southern Alps and in the Dinarides. In the Eastern Alps and Western Carpathians focal mechanism solutions present are exclusively of a strike-slip character. In the Pannonian Basin, thrust and strike-slip faulting seem to be dominant, while earthquakes in the Vrancea area occur in a compressive regime with thrust tectonics.

### Összefoglalás

A Pannon-medencét és környezetét (44.0–50.0 É; 13.0–28.0 K) átfogó, a történelmi rengések és az utóbbi évek műszeresen meghatározott földrengéseinek hipocentrumait tartalmazó földrengés adatbázis lehetővé teszi a terület szeizmicitásának részletes elemzését. A regionális katalógus több mint 20 ezer földrengést tartalmaz a 456-tól 1998-ig terjedő időszakra vonatkozóan, és teljesnek tekinthető az M>6,4 eseményekre 1500-tól, M>4,7 földrengésekre 1800-tól, valamint az M>3,5 rengésekre 1880-tól. A hipocentrum adatokon túl közel 200 földrengés fészekmechanizmus megoldása áll rendelkezésünkre részben saját megoldás, részben irodalmi adatok alapján, mely nagy segítséget nyújt a Pannon-medence és a hozzá kapcsolódó területek seismotektonikai értelmezéséhez és jelenkori tektonikájának megértéséhez.

### Bevezetés

Bár a globális lemeztektonika elegáns és látványos magyarázatot ad a magas szeizmicitású és nagy tektonikus aktivitást mutató lemezperemi területeken a szeizmicitás és a tektonika kapcsolatára, kisebb, különösen a lemezhatároktól távolabbi területekre ezt alkalmazni csak nagy körültekintéssel lehet. Már az a

tény is óvatosságra int, hogy a földrengések közel 10 százaléka a lemezhatároktól távol pattan ki, de maguk a lemezhatárok is változhatnak a geológiai idők során. Ugyanakkor, ha tektonikailag aktív egy terület, ennek természetesen tükröződnie kell a jelenleg tapasztalható szeizmicitásban is. Megfordítva pedig: ahol földrengések előfordulnak, azok a területek tektonikailag aktívak, hiszen a földrengés nem más, mint a felhalmozódó feszültségek hirtelen kioldódása. Az alacsony vagy mérsékelt szeizmicitású lemezbelső területeken azonban általában nincsen egyértelmű összefüggés a szerkezeti kép és a földrengések hipocentrum-eloszlása között.

A Pannon-medencét északról és keletről a Kárpátok vonulata, délről a Dinári-hegység, Ny-ról az Alpok íve határolja. A terület tektonikailag igen bonyolult, kialakulása az Eurázsiai- és Afrikai-lemez összeütközésére vezethető vissza az eocéntől a miocén végéig terjedő időintervallumban (BALLA 1984; HORVÁTH 1984, 1988; ROYDEN 1988). Jelenleg a térségben tapasztalható deformációt az Adriai-mikrolemeznek az Európai-lemezhez képest É-i elmozdulása és az óramutató járásával megegyező irányú elfordulása okozza (BADA et al. 1999).

Annak ellenére, hogy erős és katasztrófális méretű földrengés ritkán fordul elő a Pannon-medencében, elég sok korai adat ismert kisebb-nagyobb károkat okozó földrengésről. A legrégebbi, nagyobb területet súlyosan érintő földrengés hír 456-ban a római kori Savaria (a mai Szombathely) romba dőléséről szól. Természetesen nagyon hiányos ismeretünk van a korai századok földrengéseiről, 1500-ig mindössze 80 nagyobb (jórészt  $M > 6$ ) rengésről tudunk (ZSÍROS 2000b). Az 1763-as komáromi földrengésről már viszonylag sok adat fennmaradt, lehetővé téve annak részletesebb vizsgálatát (SZEIDOVITZ 1990). Az 1810-es móri földrengést KITAIBEL és TOMTSANYI (1814) dolgozta fel, és elsőként izoszeiszta térképen ábrázolták a megrázott területeket. A rendszeres, szervezett földrengés-adatgyűjtés Magyarországon a XIX. században kezdődött meg, az 1900-as évek legelején pedig tíz szeizmográf állomást állítottak fel a korabeli Magyarország területén (Budapest, Fiume, Kalocsa, Kecskemét, Kolozsvár, Ógyalla, Szeged, Temesvár, Ungvár, Zágráb). A lendületes fejlődést az I. világháború törte meg.

RÉTHLY Antal 1952-ben publikált egy kb. 800 jól dokumentált földrengést tartalmazó katalógust. Az első számítógépes adatrendszert ZSÍROS et al. (1988) szerkesztette, a legutóbbi (ZSÍROS 2000b) kiadvány pedig a térség legteljesebb földrengés katalógusa, mely több mint 20 ezer földrengést tartalmaz a Pannon medencéből és környezetéről, a 44,0–50,0 É szélesség és 13,0–28,0 K hosszúság közötti területről.

A szeizmotektonikai vizsgálatokhoz a földrengések hipocentrum-eloszlása mellett azok feszekmechanizmusának ismerete nyújt segítséget. Bár próbálkozások vannak nagyobb történelmi földrengések feszekmechanizmusának rekonstruálására csupán a károk és felszíni hatások eloszlásából, igazán megbízható feszekmechanizmus megoldás csak akkor számítható, ha elég sok jó minőségű szeizmogram áll rendelkezésre, megfelelő irány szerinti eloszlásban.

A Pannon-medencéből az első feszekmechanizmus megoldást CSOMOR (1966) publikálta az 1956-os dunaharaszti földrengésre, majd MÓNUS et al. (1988) és TÓTH et al. (1989) publikáltak további megoldásokat. GERNER (1995) összegyűjtötte az elérhető feszekmechanizmusokat és azokat egységes formába rendezte.

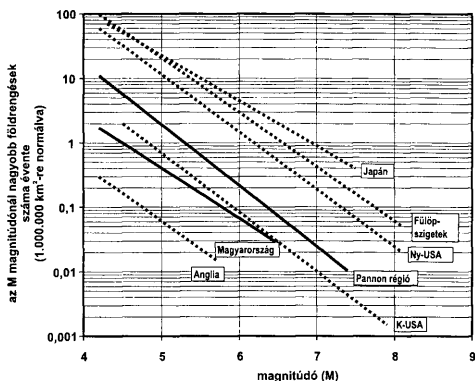


A magyarországi szeizmológiai mérőhálózat korszerűsítése után (TÓTH 2001), 1995-től rendszeres fészekmechanizmus számítások kezdődtek a kisebb magnitúdójú helyi eseményekre is. Ezek az évente megjelenő földrengés évkönyvekben lelhetők fel (pl. TÓTH et al. 2001).

Jelen tanulmány célja a Pannon-medence és környezete szeizmicitásának leírása, a földrengések epicentrum és mélység eloszlásának áttekintése, a földrengések során felszabadult energia eloszlás bemutatása, a magnitúdó gyakoriság vizsgálata, valamint a fészekmechanizmus megoldások és az azokból levezethető feszültség viszonyok elemzése.

### A földrengések epicentrum eloszlása és a földrengések során felszabadult kumulatív energia eloszlása

A Pannon régió a szeizmikusan nagyon aktív Mediterrán terület és a gyakorlatilag földrengésmentes (aszeizmikus) Kelet-európai-tábla között fekszik. Összességében mérsékelt, de nem homogén szeizmikus aktivitás jellemzi a teljes területet (1. ábra).



1. ábra. A Pannon-medence és környezetének szeizmikus aktivitása a világ más területeivel összehasonlítva. Az egyenesek a  $10^6 \text{ km}^2$  területre vetítve mutatják az évente előforduló rengések számát a magnitúdó függvényében

Fig. 1 Seismic activity rate of the Pannonian region compared to other seismic regions of the world. To be comparable, magnitude recurrence curves have been normalized to a uniform area of  $10^6 \text{ km}^2$

Forrás/Sources: UK: Ove Arup & Partners (1992), Hungary: TÓTH et al. (1998), Eastern USA: ATKINSON (1989), Pannonian region: present study, Western USA: ATKINSON (1989), Greece: TSAPANOS (1988), Philippines: Ove Arup & Partners (1990), Japan: TSAPANOS (1988)

Jelentős eltérést találunk azonban a környező orogén területek és a Pannon-medence belsejének földrengés tevékenysége között: lényegesen több földrengés fordul elő a DK-i Alpok, a Kárpátok és a Dinári-hegység ívében mint a Pannon-

medencében; jól körülhatárolható és jelentős aktivitást mutatnak az adriai tengerparttal párhuzamosan futó területek, a Medvednica-zóna, a Keleti-Alpok felől pedig a Mur-Mürz-Zilina-vonal, valamint a DK-i Kárpátokban a Háromszéki-havasok (Vrancsaföld) területe (2. ábra).

A Pannon-medencében a szeizmicitás első ránézésre diffúznak, véletlenszerűnek látszik. CSOMOR & KISS (1959) megjegyzi azonban, hogy egyes területeken ismétlődően előfordulnak földrengések. Ilyen, pl. Eger, Komárom, Mór, Kecskemét, Dunaharaszti környéke, ahol több mérsékelt nagy földrengés pattant már ki. A mérsékelt szeizmicitás azonban nem feltétlenül jelent mérsékelt méretű földrengéseket: a megfigyelések szerint 6,0–6,5 magnitúdójú események is előfordultak már a Pannon-medencében.

Az összes földrengés során felszabadult kumulatív szeizmikus energia térbeli eloszlása azt mutatja, hogy a legnagyobb deformáció a DK-i Alpok és Dinári területeken, valamint a Vrancsaföld területén megy végbe. Ugyanakkor a Pannon-medencében is jelentős deformáció folyik, mely egyértelműen bizonyítja a jelenkorban zajló tektonikai aktivitást (3. ábra).

### A földrengések fészekmélysége

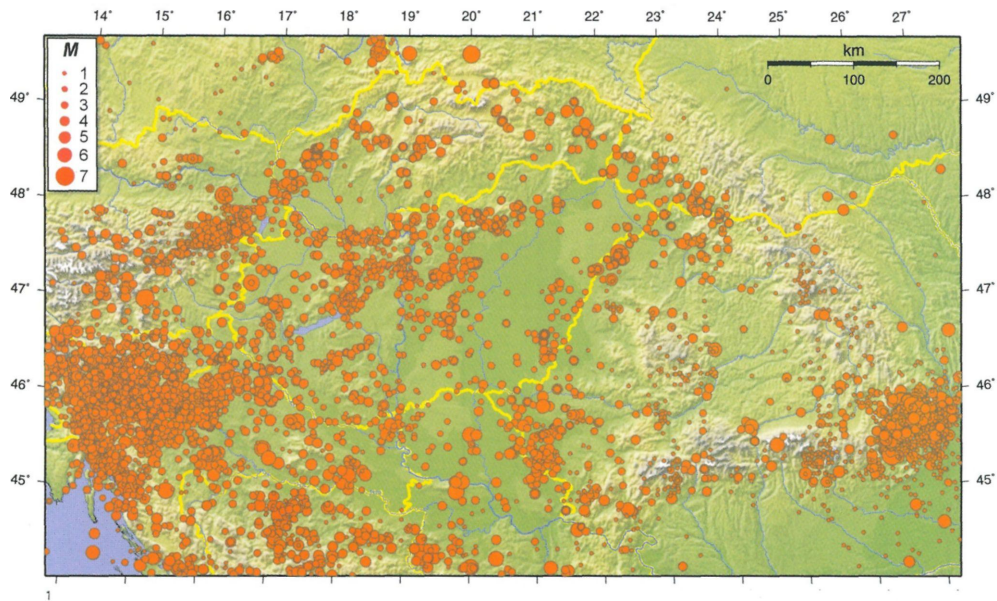
A földrengések, különösen a történelmi rengések fészekmélységének meghatározása nem könnyű feladat. Ez az oka annak, hogy a rengések kevesebb, mint 20%-ának ismerjük kisebb-nagyobb pontossággal a mélységét. A mélység adatok nagy része makroszeizmikus számításból ered (ZSÍROS 1989, 1996), s így nagyon bizonytalan, de a korai műszeres mérésekből kapott fészekmélység adatok is gyakran pontatlanok. A korszerű, nagy érzékenységgű digitális mérőhálózatok segítségével a mélységmeghatározás hibája jelentősen lecsökkent, de a bizonytalanság így is legalább  $\pm 1$ –2 km, de gyakran ennél is több (TÓTH et al. 1998).

A 4. ábra a fészekmélység eloszlását mutatja az egész Pannon régióra jelezve, hogy a rengések több mint 80%-a három mélység tartományban pattan ki. A Pannon-medencében a leggyakrabban 6 és 15 km közötti, míg a Vrancsaföldön 70 és 110, illetve 125 és 160 km közötti fészekmélységek fordulnak elő. Kevés rengés keletkezik 40 és 70 km közötti mélységben, valamint 160 km-nél mélyebben.

### A földrengések magnitúdója és gyakorisága

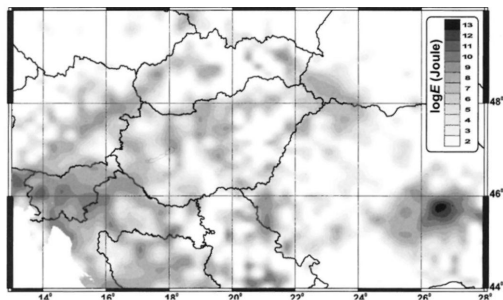
A megfigyelések azt mutatják (GUTENBERG & RICHTER 1949), hogy egy adott területen a földrengések számának logaritmusa és azok magnitúdója között lineáris kapcsolat van. Mivel a műszeres szeizmológia nagyon fiatal tudomány (Magyarországon az első szeizmogram a XX. század első éveiből való), a régebbi rengések magnitúdóját csak makroszeizmikus megfigyelések alapján becsülhetjük meg. A makroszeizmikus magnitúdó és az epicentrális intenzitás közötti tapasztalati összefüggést a Pannon-medencére ZSÍROS (2000a) állította fel.

BISZTRICSÁNY (1958) a budapesti Wiechert szeizmográfra egy egyszerű magnitúdó meghatározást írt le a szeizmogram hossza (a rengés időtartama) alapján.



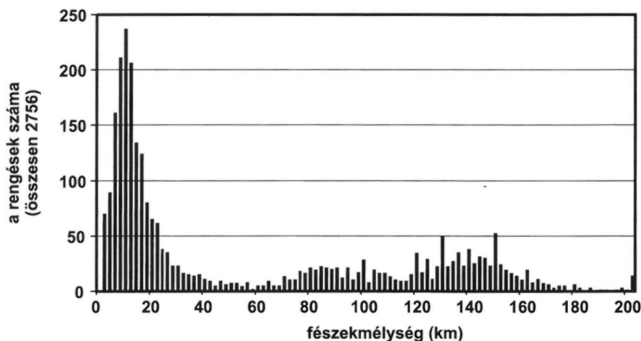
2. ábra. A földrengések epicentrumainak eloszlása a Pannon-medencében és a hozzá kapcsolódó területeken (44,0–50,0 É; 13,0–28,0 K). A katalógus több mint 20 ezer rengést tartalmaz a 456-tól 1998-ig terjedő időszakról. A körök mérete a rengések magnitúdójával arányos

Fig. 2 Distribution of earthquake epicentres in the Pannonian Region and its surrounding area (44.0–50.0 N; 13.0–28.0 E). The earthquake database of the region contains more than 20,000 historical and instrumentally recorded events from 456 A.D. until 1998. Sizes of circles are proportional to the calculated magnitudes



3. ábra. A földrengések során keletkezett kumulatív energia térbeli eloszlása a Pannon-medence térségében. A legnagyobb deformáció a DK-i Alpok és Dinári területeken, valamint a Vrancsaföld területén megy végbe, de a Pannon-medencében is jelentős deformáció zajlik

Fig. 3 Spatial distribution of the cumulative seismic energy release in the Pannonian Region. Most dynamic deformation has taken place in the Dinarides and the Vrancea zone; however, rather intense deformation has also taken place in the Pannonian Basin



4. ábra. A földrengések mélységének eloszlása a Pannon régióban. A rengések több mint 80%-a három mélység tartományban jelentkezik. A kéreg felső részében kipattanó sekély rengések (6–15 km között) szinte kizárólagosak az egész területen. A Vrancsaföldön közepes mélységű erős rengések fordulnak elő a 70–110 km, illetve 125–160 km közötti tartományban

Fig. 4 Hypocentre depth distribution of earthquakes in the Pannonian Region and its surroundings. More than 80% of all earthquakes occur in three different depth provinces. Shallow depth (6–15 km) in the upper crust is dominant the whole region except the Vrancea zone in the Eastern Carpathians, where intermediate depth seismicity is definitive; strong earthquakes occurred either in the 70–110 km or 125–160 km depth domains

Az 1995-ben megindult digitális jelrögzítés pedig lehetővé tette az eredetileg Richter által bevezetett lokális magnitúdó közvetlen meghatározását (TÓTH et al. 1998).

A magnitúdó gyakoriság azt mutatja, hogy a Pannon-medence és tágabb környezete szeizmikusan aktív, bár ezen belül az egyes területek jelentősen különböznek. A Vrancsaföld és a DK-i Alpok szeizmikusan igen aktívak, ahol erős ( $M > 6$ ) földrengések gyakran előfordulnak. Az erős földrengések során a felszíni elmozdulás akár 30 cm körüli is lehet, a felszínen okozott gyorsulás pedig elérheti, vagy meg is haladhatja a  $3 \text{ m/s}^2$  értéket. Csúpan az elmúlt két évtizedben három igen nagy földrengés keletkezett, melyek magnitúdója meghaladta a 6,5 értéket, míg  $M > 5$  földrengés szinte minden évben előfordult.

A szeizmikusan kevésbé aktív Pannon-medence területén 6-os magnitúdójú földrengés kb. 20 évente ismétlődik meg, 5-ös magnitúdójú rengés átlagosan 3,6 évente fordul elő. Az utóbbi 4 év adataiból számítva 3-as magnitúdójú földrengés 2,3-szor, míg 2-es magnitúdójú rengés 8,6-szor fordul elő évente.

### A földrengések fészekmechanizmusa

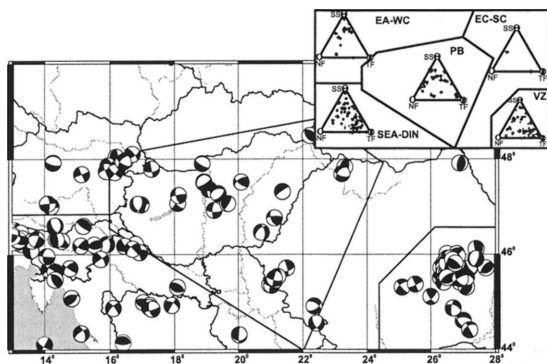
Ha egy területen a földrengések fészekmechanizmusait megismerjük, fontos információt kapunk az ott uralkodó általános feszültség-viszonyokról és az ott zajló tektonikai folyamatokról. A földrengés keletkezését leíró kettős erőpár modell esetén ugyanis a fészek körül az elmozdulások irányai – két merőleges sík által határoltan – négy részre osztják a teret: a földrengés hullám első beérkezése az egyes negyedekben felváltva kompressziós vagy dilatációs. A negyedeket határoló egyik sík a valódi vetődés síkja a másik pedig egy segédsík. A fészekmechanizmus számításakor a cél természetesen a vetősík térbeli helyzetének a meghatározása. Szükséges ehhez az, hogy a rengésről minél több mérőállomásról legyen jó minőségű szeizmogram és az állomások lehetőleg minden irányból körülvegyék az epicentrumot.

A Pannon-medence területéről a legutóbbi időig kevés fészekmechanizmus megoldás készült, melynek oka egyrészt az erős rengések ritkasága, másfelől a korabeli szeizmológiai mérőhálózat viszonylagos érzéketlensége. Az első fészekmechanizmus megoldást CSOMOR (1966) közölte az 1956-os dunaharaszti földrengésre 10, irány szerint igen rosszul elszórt adat alapján. A rengés mechanizmusára oldal eltolódást talált közel függőleges síkokkal, a vetődés lehetséges irányára pedig É–D vagy K–Ny adódott. MÓNUS et al. (1988) 26 – irány szerint jobban elszórt – adat alapján megismételt számítása nagyjából ugyanolyan irányú síkokat eredményezett, de a maximális fő vízszintes feszültségek inkább ÉNy–DK irányúnak adódtak, szemben a CSOMOR által közölt ÉK–DN, iránnyal. Az 1985-ös (mb 4,7) berhidai földrengésre közel száz megbízható első beérkezési irány adat alapján TÓTH et al. (1989) közel tiszta oldal eltolódást határozott meg K–Ny irányú kompresszió mellett. GERNER (1995) összegyűjtötte a Pannon-medence területéről addig közölt összes fészekmechanizmus megoldást, és néhány új megoldással együtt egységes formában katalogizálta azokat.

A szeizmológiai megfigyelő hálózat korszerűsítése után (TÓTH 2001) lehetővé vált a kisebb méretű földrengések fészekmechanizmusának rutinszerű meghatározása. Jelenleg már gyakran az  $M > 3$  rengések fészekmechanizmusai is elég jól meghatározhatók, az  $M > 4$  rengések pedig általában megbízható fészekmechanizmust eredményeznek (TÓTH et al. 2001).

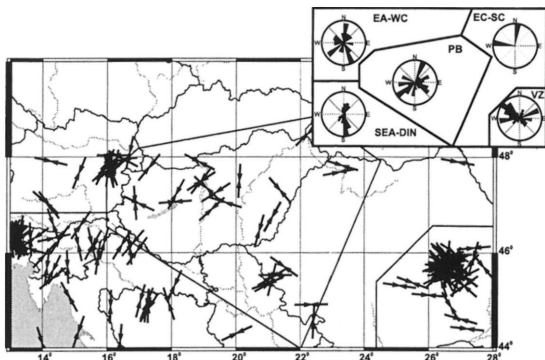
A Pannon-medence és környékének területére mára közel 200 fészekmechanizmus megoldás áll rendelkezésünkre (5. ábra). Egy-egy rengés forrás-területének vizsgálatán túl nagyobb területek szeizmotektonikai elemzésére ad lehetőséget a fészekmechanizmusok statisztikai összesítése (FRÖNLICH 1992). Olyan háromszög diagramon ábrázoljuk a fészekmechanizmusokat, melyek csúcaiban a tisztán oldal eltolódás (SS), normál vető (NF) és rátolódás (TF) komponensek vannak. Az 5. ábrán az eredményeket öt részterületre (PB: Pannon-medence; VZ: Vrancsaföld; SEA-DIN: DK-Alpok és Dinári-hegység; EA-WC: Keleti-Kárpátok és Déli-Kárpátok) bontva külön-külön ábrázoltuk.

A vető típusán túl a földrengés fészekmechanizmus lehetővé teszi a fő feszültség irányok (P, B és T tengelyek) meghatározását is. Leggyakrabban a maximális vízszintes fő feszültség irányát ( $S_{HMAX}$ ) szokás megadni, mely tulajdonképpen a P tengely vízszintes vetületének iránya, feltéve, hogy a tengely



5. ábra. Földrengések fészekmechanizmusai a Pannon-medencére és környékére. Az alsó félgömb sztereografikus vetületén a sötét negyedek jelzik azon térrészeket, ahonnan a szeizmogramok első beérkezései kompressziósak. A fészekmechanizmus lehet tisztán oldal eltolódás (SS), normál vetődés (NF) vagy rátolódás (TF), vagy e komponensek kombinációja, amint azt a háromszög diagram mutatja. A területet öt különböző tektonikus tartományra (PB: Pannon-medence; VZ: Vrancea föld; SEA-DIN: DK-Alpok és Dinári-hegység; EA-WC: Keleti-Alpok és Nyugati-Kárpátok; EC-SC: Keleti-Kárpátok és Déli-Kárpátok) osztottuk

Fig. 5 Focal mechanism solutions for the Pannonian Region. The lower hemisphere stereographic projection is displayed with the compressional quadrants darkened for each mechanism. Summaries for the respective solution types such as strike-slip (SS), normal (NF) or thrust fault (TF), are shown in triangular diagrams for each tectonic domain. PB: Pannonian Basin; VZ: Vrancea zone; SEA-DIN: Southeastern Alps and Dinarides; EA-WC: Eastern Alps and Western Carpathians; EC-SC: Eastern Carpathians and Southern Carpathians



6. ábra. A földrengések fészekmechanizmusaiból számított maximális vízszintes főfeszültség irányok ( $S_{HMAX}$ ). A rózsadiagramok az irányok súlyozott összegeit mutatják az egyes részterületekre (PB: Pannon-medence; VZ: Vrancsa föld; SEA-DIN: DK-Alpok és Dinári-hegység; EA-WC: Keleti-Alpok és Nyugati-Kárpátok; EC-SC: Keleti-Kárpátok és Déli-Kárpátok). Az alkalmazott súlytényezők 1, 1, 0,8, 0,7 és 0,3 az A, B, C, D és E minőségű megoldásokra (lásd: ZOBACK & ZOBACK 1991)

Fig. 6 Maximum horizontal stress directions ( $S_{HMAX}$ ) derived from earthquake focal mechanism solutions in the Pannonian Region. Rose diagrams show the distribution of directions, weighted by a quality factor in each tectonic domain. The applied weighting factors are 1, 1, 0.8, 0.7 and 0.3 for classes A, B, C, D and E, respectively (ZOBACK & ZOBACK 1991). PB: Pannonian Basin; VZ: Vrancea zone; SEA-DIN: Southeastern Alps and Dinarides; EA-WC: Eastern Alps and Western Carpathians; EC-SC: Eastern Carpathians and Southern Carpathians

dőlése kisebb, mint  $35^\circ$ . Más esetekben a  $T+90^\circ$  vagy B iránya a meghatározó (részletesebben lásd ZOBACK 1992).

A 6. ábra a legnagyobb horizontális fő feszültség irányok eloszlását mutatja. Az  $S_{HMAX}$  irányokat a fészekmechanizmus megoldás minőségének megfelelően súlyozva összegeztük és rózsadiagramon ábrázoltuk. Az „A”, „B”, „C”, „D” és „E” minőségi kategóriák (részletesebben lásd ZOBACK & ZOBACK, 1991) súlytényezői rendre 1, 1, 0,8, 0,6, és 0,2.

A Déli-Alpokban és a Dinári-hegységben a szeizmicitás meglehetősen magas, így viszonylag sok adat áll rendelkezésre. Ezen a területen az oldaleltolódás és rátolódás fordul elő leggyakrabban. A legnagyobb horizontális fő feszültség iránya É-D, vagy ÉÉK-DDNy, ami az Adriai-mikrolemez Európával való ütközésével jól magyarázható.

Mérsékeltabb a szeizmikus aktivitás a Keleti-Alpokban és a Nyugati-Kárpátokban. A Bécsi-medencét oldaleltolódások jellemzik ÉÉNy-DDK irányú fő feszültségekkel.

A Pannon-medencéből lényegesen kevesebb adatunk van, itt gyakori a rátolódás és oldaleltolódás. A legnagyobb horizontális fő feszültség iránya ÉÉK-DDNy és ÉD-KNy, ami éppen merőleges a nyugat-európai területek esetében ismert irányokra.

A Keleti- és Déli-Kárpátok területéről nagyon kevés adat van, ezek rátolódást jeleznek K–Ny  $S_{HMAX}$  irányokkal.

A Vrancsa-föld földrengéseire a közepes mélységű rátolódás jellemző, a legnagyobb horizontális fő feszültség iránya tipikusan ÉNy–DK, néha K–Ny.

### Következtetések

A Pannon-régiót összességében mérsékelt, de nem homogén szeizmikus aktivitás jellemzi. A legaktívabbak a Pannon-medencét környező orogén területek: a DK-Alpok, a Kárpátok, a Dinári-hegység, az adriai tengerparttal párhuzamosan futó Medvednica zóna és a Mur–Mürz–Zilina-vonal, valamint a DK-i Kárpátokban a Vrancsa-hegység területe. A földrengések során felszabadult szeizmikus energia térbeli eloszlása azt mutatja, hogy a perifériális területek mellett a Pannon-medencében is jelentős deformáció folyik, mely egyértelmű bizonyítéka a jelenkorban zajló tektonikai folyamatoknak.

A földrengések az egész területen a kéreg felső részében, sekély mélységben, 6 és 15 km között keletkeznek. Kivétel ez alól a Vrancsa területe, ahol a 70 és 110, illetve 125 és 160 km közötti fészekmélységek jellemzőek.

A földrengések fészekmechanizmusai azt mutatják, hogy a Déli-Alpokban és a Dinári-hegységben az oldaleltolódás és rátolódás fordul elő leggyakrabban; a legnagyobb horizontális főfeszültség iránya É–D, vagy ÉÉK–DDNy, ami az Adriai-mikrolemez Európával való ütközésével jól magyarázható. A Bécsi-medencét oldaleltolódások jellemzik ÉÉNy–DDK irányú fő feszültségekkel. A Pannon-medencében gyakori a rátolódás és oldaleltolódás. A legnagyobb horizontális fő feszültség iránya itt ÉÉK–DDNy és ÉD–KNy, ami éppen merőleges a Nyugat-európai területek esetében ismert irányokra. A Vrancsa földrengéseit a rátolódás jellemzi, a legnagyobb horizontális főfeszültség iránya ÉNy–DK, néha K–Ny.

### Irodalom – References

- ATKINSON, G. M. 1989. Implications of eastern ground motion characteristics for seismic hazard assessment in eastern North America. – In: *Earthquake Hazards and the Design of Constructed Facilities in the Eastern United States*. Annals N.Y.A.S., Vol. 558.
- BALLA, Z. 1984: The Carpathian loop and the Pannonian basin: a kinematic analysis. – *Geophys. Trans.* 26, 5–43.
- BADA, G., HORVÁTH, F., GERNER, P. & FEJES, I. 1999: Review of the present-day geodynamics of the Pannonian basin: progress and problems. – *Geodynamics* 27, 501–527.
- BISZTRICSÁNY, E. 1958: On the problem of magnitude determination. – *Zeitch. f. Geophys.*, 24, 153–160.
- CSOMOR, D. 1966: Determination of stresses acting at the focus of the Hungarian earthquake of January 12 1956. – *Annual. Univ. Sci. Budapest, Sect. Geol.* 10, 3–8.
- CSOMOR, D. & KISS, Z. 1959: Die Seismizität von Ungarn. – *Studia Geophysica et Geodetica* 3, 33–42.
- FRÖHLICH, C. 1992: Triangle diagrams: ternary graphs to display similarity and diversity of earthquake focal mechanisms. – *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 75, 193–198.
- GERNER, P. 1995: Catalogue of Earthquake Focal Mechanism Solutions for the Pannonian Region (42–52N; 12–28E). – Manuscript, Geophysical dept., Eötvös Univ., Budapest, 39 p.
- GUTENBERG, B. & RICHTER, C. F. 1949: Seismicity of the Earth. – Princeton, Univ. Press, 300 p.



- HORVÁTH, F. 1984: Neotectonics of the Pannonian basin and the surrounding mountain belt: Alps, Carpathians and Dinarides. – *Ann. Geophys.* **2/2**, 147–154.
- HORVÁTH, F. 1988: Neotectonic behaviour of the Alpine-Mediterranean region. – In: ROYDEN, L. H., & HORVÁTH, F. (eds) *The Pannonian Basin – A study in basin evolution*. AAPG Memoir **45**, 49–51.
- KITAIBEL, P. & TOMTSÁNYI, A. 1814: Dissertio de terraue matu in genere, ac in specie Mórensi anno 1810, ie 14, januarii orto, Budae. – Typis Regiae Universitatis Hungaricae, p. 110.
- MÓNUS, P., TÓTH, L. & ZSÍROS, T. 1988: Focal mechanisms of Central European Earthquakes. – XXI. General Assembly of ESC, Sofia, Bulgaria, Presentation.
- Ove Arup & Partners 1990: Engineering for Earthquakes in the Philippines, Seminar document produced by Ove Arup & Partners, 180 p.
- Ove Arup & Partners 1992: UK Seismic Hazard and Risk – A Preliminary Study (3 volumes), Report prepared for the Department of Environment, 660 p.
- RÉTHLY, A. 1952: The earthquakes of the Carpathian Basins (456–1918). – Akadémiai Kiadó, Budapest, 510 p.
- ROYDEN, L. H. 1988: Late Cenozoic tectonics of the Pannonian basin system. – In: ROYDEN, L. H. & HORVÁTH, F. (eds) *The Pannonian Basin – A study in basin evolution*. AAPG Memoir **45**, 49–51.
- SZEIDOVITZ Gy. 1990: Komárom és Mór környezetében keletkezett történelmi rengések epicentrális intenzitásának és fészekmélységének meghatározása. – Kandidátusi értekezés, Budapest, 137 p.
- TÓTH L. 2001: A szeizmológiai monitorozás szerepe a földtani kockázatok meghatározásában. – In: ÁDÁM A. & MESKÓ A. (szerk.): *Magyarország az ezredfordulón*. Stratégiai kutatások a Magyar Tudományos Akadémián. MTA, Budapest, 85–99.
- TÓTH, L., CSABAFI, R., GRENERCZY Gy., HORVÁTH, F., KISZELY M., KOSZTYU, Z., KOVÁCSVÖLGYI, S., MÓNUS, P., PÁNCICS, Z., POSGAY, K., RÁNER, G., TÁTRAI, M. R., SZABÓ, Z., TÓTH, T., WÉBER, Z. & ZSÍROS, T. 1998: Summary report: Seismic Monitoring of Paks NPP Site. *GeoRisk*, Budapest, 129 p.
- TÓTH, L., MÓNUS, P. & ZSÍROS, T. 1989: The Berhida (Hungary) earthquake of 1985. – *Gerlands Beitr. Geophysik* **98**, 312–321.
- TÓTH, L., MÓNUS, P., ZSÍROS, T. & KISZELY, M. 2001: Hungarian Earthquake Bulletin, 2000. – *GeoRisk*, Budapest, 98 p.
- TSAPANOS, T. M. 1988: The seismicity of Greece in comparison with the seismicity of other seismogenic countries of the world. – *Proc. 1st Symp. on Developments in Seismology and Geophysics in Greece*, 485–502.
- ZOBACK, M. L. 1992: First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: the World Stress Map Project. – *Journal of Geophysical Research* **97**, 11703–11728.
- ZOBACK, M. D. & ZOBACK, M. L. 1991: Tectonic stress field of North America and relative plate motions. – In: STEMMONS, B. et al. (Eds): *The Geology of North America, Decade Map vol. 1, Neotectonics of North America*. GSA, Boulder Colorado, 339–366.
- ZSÍROS, T. 1989: Focal depth of Hungarian earthquakes. – *Gerlands Beitr. Geophysik* **98**, 146–154.
- ZSÍROS, T. 1996: Macroseismic focal depth and intensity attenuation in the Carpathian region. – *Acta Geod. Geoph. Hung.* **31**, 115–125.
- ZSÍROS, T. 2000a: Seismicity of the Sub-Carpathian region of the northeastern section of the Pannonian Basin. – *Acta Geod. Geoph. Hung.* **35**, 313–317.
- ZSÍROS, T., 2000b: A Kárpát-medence szeizmicitása és földrengés veszélyessége: Magyar földrengés katalógus (456–1995), MTA FK GGKI, Budapest, 495 p.
- ZSÍROS, T., MÓNUS, P. & TÓTH, L. 1988: Hungarian Earthquake Catalogue (456–1986), MTA GGKI, Budapest, 182 p.

# Tartalom—Contents

HORVÁTH Zoltán, KROLOPP Endre, MINDSZENTY Andrea: Előszó .....	3
SÜMEGI Pál, KROLOPP Endre, RUDNER Edina: Negyedidőszak végi öskörnyezeti változások a Kárpát-medencében térben és időben – <i>Late Quaternary environmental changes in the Carpathian Basin in space and time</i> .....	5
PÉCSI Márton, NEMECZ Ernő, HARTYÁNI Zsuzsa, HORVÁTH Tímea, SZILÁGYI Virág: Negyedidőszaki éghajlatváltozások, talajok-löszök képződése a Kárpát-medence térségében – <i>Quaternary climatic change, formation of loess-palaeosols in the mega-region of the Carpathian Basin</i> .....	23
MICHELÉ Erika, MINDSZENTY Andrea: A negyedidőszaki környezetváltozások hatása a talaj-képződésre a Mátra és a Mátraelőtér példáján – <i>The imprints of Quaternary environmental change preserved in the Pleistocene soil-scape. Examples from the Mátra Foothills</i> .....	43
HORVÁTH Zoltán, MICHELÉ Erika, MINDSZENTY Andrea, BERÉNYI ÜVEGES Judit: Posztpannoniai környezetváltozásra utaló terepi és mikromorfológiai sajátosságok a visontai lignit-összlet fedőrétegsorában (Visonta, Észak-Magyarország) – <i>Environmental change reflected by a post-Pannonian soil/sedimentary complex. Geology and micromorphology of the cover sequence of the Visonta lignite deposit (Mátra Hills, Northern-Hungary)</i> .....	53
MÁRSI István: A Mórággy-rög és a Hegyhát térségi posztpannoniai képződmények kifejlődése és jellemzése – <i>Development and characterization of postPannonian deposits in the area of the Mórággy Hill and Hegyhát</i> .....	71
ELEKES Botond Zoltán: A Kelemen-havasok periglaciális felszínfejlődése valamint sajátos periglaciális formakincse az újabb megfigyelések tükrében – <i>The periglacial morphology development of the Kelemen Mountains and the special periglacial forms identified during the course of new observations</i> .....	83
NAGY Balázs: A felszínfejlődés késő-pleisztocén-holocén jellegzetességei a Sajó–Hernád hordalékkúpon – <i>Characteristics of the surface evolution during the Late Pleistocene–Holocene climate changes on the Sajó–Hernád alluvial fan</i> .....	93
JÁMBOR Áron: A magyarországi pleisztocén éleskavics előfordulások és földtani jelentőségük – <i>Occurrences and importance of the Pleistocene ventifacts in Hungary</i> .....	101
HUM László: Délkelet-dunántúli löszösszletek ásványos és geokémiai jellegei és ezek eredete – <i>Origins of the mineral and geochemical characteristics of the loess sediments in South-east Transdanubia</i> .....	117
KOLOSZÁR László, MÁRSI István: Posztpannoniai képződmények rétegtani korrelációja a Mórággy-rög térségében – <i>Lithostratigraphic correlation of post-Pannonian deposits in the Mórággy Hill area</i> .....	133
NOVOTHNY Ágnes: Az albertirői löszfeltárás lumineszcens kormeghatározása – <i>The luminescence dating of the Albertirsa loess profile</i> .....	151
BURJÁN Balázs: A Pesti-síkság kavicsos üledékeinek szemcseeloszlási vizsgálata – <i>Grain-size distribution of the gravelly sediments of the Pest Plain, Hungary</i> .....	161
UJHÁZY Kolos: A dunavarsányi garmadabucka fejlődéstörténete radiometrikus kormeghatározások alapján – <i>The evolution of the Dunavarsány sand dune according to radiometric dating results</i> .....	175
MÁRI László: A Szentendrei-sziget kialakulása és felszínének változása a holocénban – <i>The formation of the Szentendre Island and changes in its surface during the Holocene period</i> ..	185

CSEERNY Tibor: A balatoni negyedidőszaki üledékek kutatási eredményei – <i>Results of an investigation into Quaternary lacustrine sediments in Lake Balaton</i> .....	193
NAGYNÉ BODOR Elvira, SZUROMINÉ KORECZ Andrea: A Balaton negyedkori üledékeinek sporomorpha és ostracoda eredményei – <i>Results of sporomorph and ostracod studies of Quaternary sediments of Lake Balaton</i> .....	215
ZÁMBÓ László, FORD Derek, TELBISZ Tamás: Baradla-barlangi cseppkőkoradatok a késő-negyedidőszaki klímaingadozások tükrében – <i>Age data of speleothems in the Baradla Cave, with reference to climatic oscillations in the Quaternary period</i> .....	231
FUTÓ János: Veszprém környéki barlangok üledékvizsgálatának eredményei – <i>Results of investigations into the sediments in caves in the area around Veszprém</i> .....	239
HÍR János: A magyarországi pliocén és pleisztocén hörcsögök rétegtana – <i>Pliocene and Pleistocene stratigraphy based on Hungarian criticeids</i> .....	247
SÓLYMOS Péter, SÜMEGI Pál, DOMOKOS Tamás: A héj morfo-hőmérő módszer és alkalmazásai a paleoökológiában – <i>The shell morpho-thermometer method and its uses in palaeoecology</i> ..	257
GRYNAEUS András: Dendrokronológiai kutatások és eredményei Magyarországon – <i>The results of Dendrochronological research in Hungary</i> .....	265
T. DOBOSI Viola: A régészet lehetőségei a pleisztocén kutatásában – <i>Changes of the environment investigated by archaeological methods in the Quaternary period</i> .....	273
BERÉNYI ÜVEGES Judit, NÉMETH Tibor, MICHÉLI Erika, TÓTH Mária: Mátrai vörösgagyagok szerepe a visontai paleotalajok képződésében az ásványtani és geokémiai vizsgálatok tükrében – <i>The role of the red clays of the Mátra Mountains, Northern Hungary in the genesis of palaeosols at Visonta in the light of mineralogical and geochemical results</i> .....	283
BAKACSI Zsófia: Az apajpusztai agrogeológia mintaterület talajtani-domborzati sajátosságainak térinformatikai alapú vizsgálata – <i>GIS-based study on soil-terrain characteristics of an agrogeological pilot area, Apajpuszta</i> .....	293
KUTI László, KERÉK Barbara, MÜLLER Tamás, VATAI József: Az Alföld agrogeológiai-környezetföldtani térképei – <i>Agrogeological-environmental geological maps of the Great Hungarian Plain</i> .....	299
KERÉK Barbara, KUTI László: Ökogeológiai vizsgálatok a Bugaci mintaterületen – <i>Ecogeological research on the Bugac model area</i> .....	311
KUTI László, VATAI József, MÜLLER Tamás, KERÉK Barbara: A talajvíztükör mélységeinek változása a Duna–Tisza közí hátságán – <i>Change of the groundwater level on the Danube–Tisza Hilly Region</i> .....	317
TÓTH László, MÓNUS Péter, ZSÍROS Tibor, KISZELY Márta: A Pannon-medence szeizmicitása – <i>Seismicity in the Pannonian Basin</i> .....	327

# Földtani Közlöny

132/különszám, 2002